

Der Olivinnephelinit vom Teichelberg
bei Groschlattengrün (Fichtelgebirge)

Inaugural-Dissertation

ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
DER NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
ZU MÜNCHEN

Vorgelegt von
KARL SÖLLNER

1958

Berichterstatte r:

Prof. Dr. G. Fischer

Prof. Dr. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: 16. Juli 1958

Der Olivinnephelinit vom Teichelberg bei Groschlattengrün (Fichtelgebirge)

Von

Karl Söllner, München

Mit Tafel 33—47 sowie 17 Abbildungen und 5 Tabellen im Text und auf
2 Beilagen



Der Olivinnephelinit vom Teichelberg bei Groschlattengrün (Fichtelgebirge)

Von

Karl Söllner, München

Mit Tafel 33—47 sowie 17 Abbildungen und 5 Tabellen im Text und auf
2 Beilagen

Inhaltsübersicht

	Seite
Vorwort	324
I. Kurzer Überblick über die bisherigen Arbeiten	325
II. Topographie des Teichelbergs	325
III. Der geologische Rahmen	326
IV. Der geologische Bau des Teichelbergs	329
V. Die Gesteinsbeschaffenheit	334
1. Der primäre Mineralbestand:	
Olivin, Augit, Magnetit, Nephelin	334
Der Chemismus des Basalts	344
2. Umwandlungserscheinungen:	
Pseudomorphosen nach Olivin, Augit, Nephelin	346
3. Neubildungen:	
Natrolith, Phillipsit, Calcit, „Magnolit“	351
4. Einschlüsse:	
Basische und Saure; ferner Tuff und Kalk	356
5. Verwitterungserscheinungen:	
Sonnenbrand	372
VI. Gesteinsmagnetische Untersuchungen	377
VII. Die Entstehungsgeschichte des Teichelbergbasalts	382
VIII. Zeitliche Einstufung des Basaltvorkommens	385
IX. Zusammenfassung der Ergebnisse	386
Literaturverzeichnis	387

Vorwort

Der Basalt vom Großen Teichelberg bei Groschlattengrün ist das größte derartige Vorkommen im Fichtelgebirge.

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, die Petrogenese des Vorkommens und seinen geologischen Rahmen zu klären. Daran schließt sich eine zeitliche Einstufung des Eruptionsvorganges des Basaltkomplexes an.

Die Arbeit wurde am Institut für Gesteinskunde an der Universität München ausgeführt. Angeregt wurde diese Arbeit durch Herrn Direktor Dipl.-Ing. K. RAAB vom Basaltwerk Groschlattengrün G. m. b. H. Die Aufgabe, die mir vom Basaltwerk vorgelegt wurde, sei kurz angeführt:

1. die Erfassung des mineralogisch-chemischen Stoffbestandes des Basalts,
2. die Feststellung von Unterschieden im Stoffbestand,
3. die Bestimmung des Eruptionszentrums.

I. Kurzer Überblick über die bisherigen Arbeiten

In seiner Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges, die 1879 erschien, berichtet C. GÜMBEL, daß „Basalt und Basalttuffe am Teichelberg mehrfach durch Stollenbaue aufgeschlossen sind“. Von diesen Aufschlüssen ist jedoch heute nichts mehr zu sehen. Sie lagen vermutlich in dem jetzt bereits abgebauten Teil des Basaltkörpers.

Etwa 10 Jahre später wurde mit der industriellen Gewinnung des Basalts begonnen, da die Fertigstellung der Bahnlinie 1889 die wirtschaftliche Grundlage dafür ergab. Um die Jahrhundertwende erschienen eine Reihe von kleineren Dissertationen der Universität Erlangen, die sich mit den Basalten des Fichtelgebirges befaßten. P. MERKEL setzte sich mit der südlichen Gruppe der Fichtelgebirgsbasalte, zu der auch der Teichelberg gehört, in seiner Arbeit näher auseinander.

Vor rund 40 Jahren beschäftigte sich S. RICHARZ in seiner Arbeit „Die Basalte der Oberpfalz“ ausführlicher mit dem Basalt vom Teichelberg. Sein Augenmerk galt besonders den Neubildungen im Basalt. A. WURM erwähnte den Teichelberg in seiner „Geologie von Bayern“ 1925 nur kurz.

II. Topographie des Teichelbergs

An der Bahnlinie Regensburg—Hof, etwa 1 km südlich des Bahnhofs Groschlattengrün im Fichtelgebirge, erhebt sich der Große Teichelberg zu einer Höhe von 685 m. Der Berg, dessen Hänge von allen Seiten gleichmäßig ansteigen, bildet eine Kuppe, die von einer nahezu horizontal liegenden Hochfläche abgeschlossen wird. Der isolierte, stumpfe Kegel hat nur nach Südwesten Verbin-

dung mit anderen Basalterhebungen und ist durch eine mäßige Einsattelung von ihnen getrennt. Die Hochfläche hat eine Längserstreckung in der N—S-Richtung von ca. 1 km, während die E—W-Ausdehnung etwa die Hälfte davon beträgt. Auf drei Seiten wird der Berg in einem kreisförmigen Bogen vom Seibertsbach umflossen. Über den SW-Fuß des Berges läuft die große europäische Wasserscheide zwischen Elbe und Donau.

III. Der geologische Rahmen

Der Große Teichelberg gehört mit den sich im SW anschließenden Basaltkuppen zur südlichen Gruppe der Fichtelgebirgsbasalte.

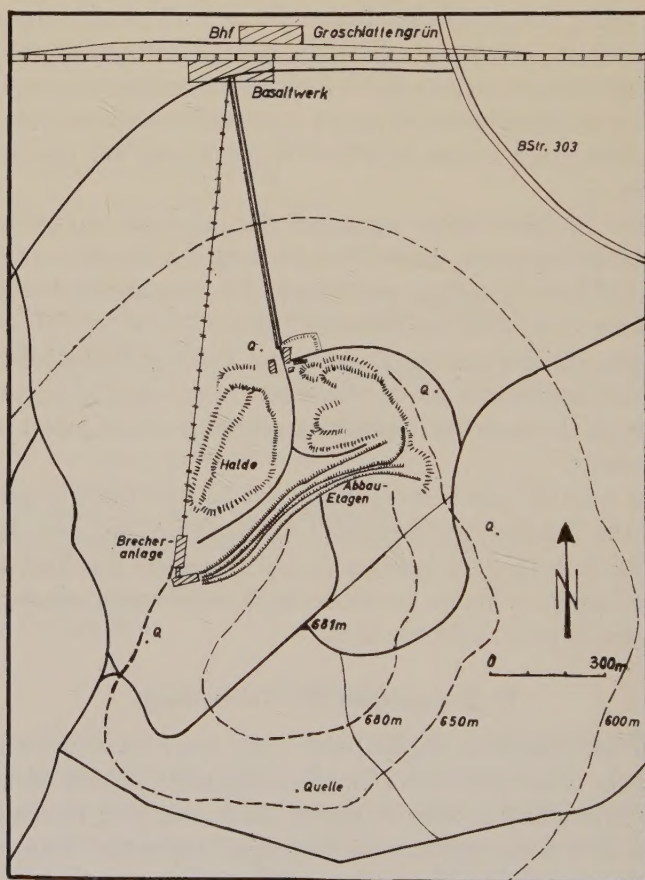


Abb. 1. Topographie des Teichelbergs.

Einige km nördlich davon schließt sich ein weiteres großes Erup-tionsgebiet an, die Basalte des Reichsforsts. Diese beiden Basaltgebiete bilden mit einigen Ausläufern jenseits der Fichtelgebirgsrandspalte die westlichste Gruppe der nordböhmisches Reihe, die im Miocän längs des Egertalgrabens aufdrang. Während im Böhmi-schen Mittelgebirge der Vulkanismus teilweise schon im oberen Oligocän einsetzte und bis in das Miocän andauerte, ist der Vulkanismus im Fichtelgebirge wesentlich jünger. Er begann hier nach A. WURM (1925) im Obermiocän und dauerte bis ins Diluvium hinein fort.

Der Große Teichelberg setzt auf grobkörnigem Granit auf, der ihn auch auf drei Seiten umgibt. Diese grobkörnige Varietät gehört mit dem sich vor allem weiter im NW anschließenden Kristallgranit zum östlichen Bereich der Fichtelgebirgsgranite. Im Basalt des Teichelbergs kommen, allerdings sehr selten, Bruchstücke des grobkörnigen Granits vor. Im Süden überdeckt der Basaltschutt des Berges eine mit Kiesen, Tonen und kleineren Braunkohlenlagern gefüllte Mulde, die den westlichen Teil des zwischen Mitterteich und Tirschenreuth gelegenen Tertiärbeckens bildet.



Abb. 2.

Die Hänge, die von der anstehenden Basaltkuppe nach allen Seiten hin sanft abfallen, sind in einer Entfernung bis zu 1,5 km vom Eruptionszentrum des Teichelbergs mit Basaltschutt und Blöcken bedeckt. Die oberen, stark verwitterten Lagen der Schuttdecke sind kräftig verlehmt, während nach unten kompaktere Blocklagen auftreten. Die Größe der Blöcke nimmt zur Basis der Decke und zum anstehenden Basaltkörper hin zu. Die durchschnittlich kopfgroßen Blöcke wurden durch die Verwitterung abgerundet.

Der Basaltkörper bedeckt zusammen mit seiner Schuttdecke ein Areal von ca. 6 km².

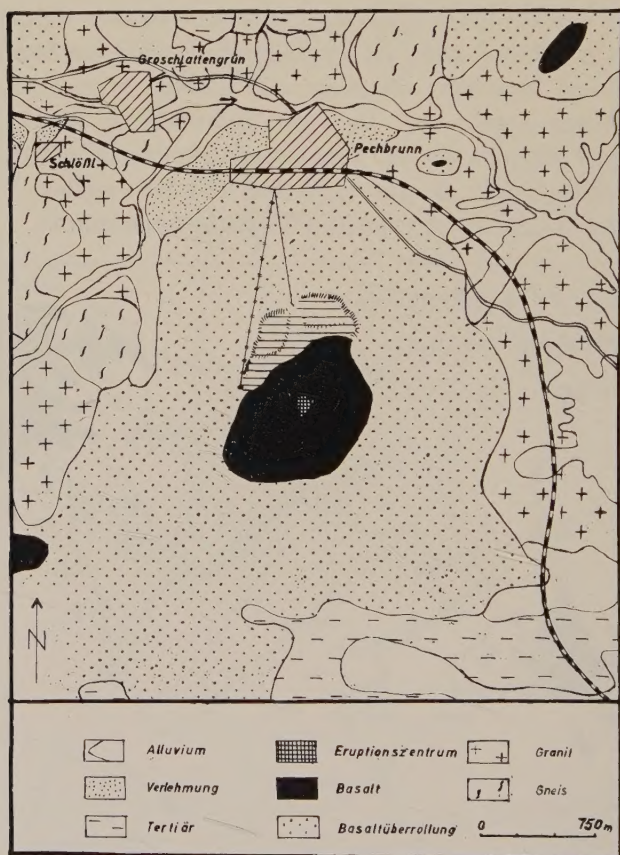


Abb. 3. Geologische Karte des Teichelbergs.

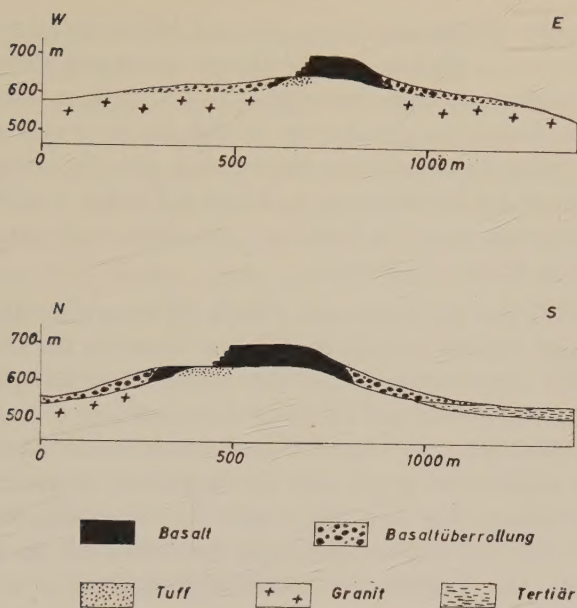


Abb. 4. Profile durch den Teichelberg.

IV. Der geologische Bau des Teichelbergs

Der Basalt des Teichelbergs ist an der Nordseite der Kuppe auf einer Länge von etwa 600 m aufgeschlossen (Taf. 33, Bild 1). Die Höhe der Basaltdecke beträgt in der Mitte des Aufschlusses 45 m und verringert sich nach den Seiten hin nur unwesentlich. Erst im Ost- und Westteil des Aufschlusses wird der Basaltkörper von ziemlich steilen Hängen begrenzt. Das Vorkommen ist während einer einzigen Eruptionsphase entstanden. Nirgends konnten im gesamten Aufschluß Zeichen einer zeitlichen Verschiedenheit festgestellt werden.

Durch die prismatisch-säulige Absonderung entstanden bei der Abkühlung der Basaltmasse großartige Formen. Bis zu 4 m mächtige Säulen durchsetzen das Gestein vom unterlagernden Tuff bis zur Oberfläche in vertikaler Stellung (Taf. 34, Bild 1). Nur an den Rändern des Basaltkörpers kippen sie leicht nach außen, und zwar im Westen nach NW und im Osten nach NE. Der Neigungswinkel wird mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum geringer und beträgt am äußersten Ende noch etwa 60°. Im Querschnitt zeigen die Säulen sechseckigen oder meist polygonalen Umriß.

Gegen den Tuffkontakt hin — der Tuff bildet das Liegende des Basaltkörpers — gliedern sich die Säulen in mehrere kleinere auf, deren Durchmesser dann nur noch 0,5—1 m beträgt. Diese Aufgliederung erstreckt sich auf einen Bereich bis zu etwa 5 m Höhe. An den beiden Enden des Ausschlusses lösen sich die Säulen unter dem Einfluß der Verwitterung in kugelige Formen von kleinsten Dimensionen bis über 1 m Größe auf. Die einzelnen Säulen werden von glatten Flächen begrenzt.

Zwischen den Säulen hat sich Phosphorit lagenweise abgesetzt. Diese Lagen werden mehrere cm dick und bestehen aus einem gelben, leicht zerreiblichen, fettig sich anfühlenden Material. Zwischen dem Phosphorit und der Säule bildet sich eine graue basaltische Zersatzschicht, die manchmal aus verschiedenen Lagen übereinander besteht. Bei Regen wird der Phosphorit oft zwischen den Säulen herausgespült und lagert sich nun zu niedrig-traubigen Gebilden von sehr dichter opalartiger Beschaffenheit um ($H = 5$, $D = 2,54$). Die Struktur der Neubildung erscheint u. d. M. bei starker Vergrößerung kryptokristallin in Form von winzigen Körnchen, deren durchschnittliche Größe 0,02 mm beträgt. Manchmal liegen auch stäbchenförmige Gebilde mit negativer Hauptzone vor und ab und zu kann man sechseckige Umrisse erkennen. Die Lichtbrechung der Körner ist sehr schwach. Zwischen den einzelnen Körnern findet sich nach Art eines Bindemittels eine gelbliche amorphe Substanz, von der die Gelbfärbung der Neubildung herrührt.

Wir haben es hier zweifellos mit feinkörnigem Apatit zu tun, während es sich bei der ursprünglichen lockeren Form zwischen den Säulen um Phosphorit handelt. In einer vor Jahren am Geologischen Landesamt München ausgeführten Analyse wurden 21 % P_2O_5 festgestellt. Die anfallenden Mengen sind jedoch zu gering für einen lohnenden Abbau.

Der Phosphorit wurde nicht etwa aus dem angrenzenden Basalt lateralsekretionär angereichert. Der Basalt enthält nämlich primär viel zu geringe Mengen an Phosphorsäure. Auch weist die unmittelbare Nachbarschaft der Phosphoritlagen keine Änderungen im Apatitbestand auf. Erst im Zuge postvulkanischer Vorgänge wurden diese Phosphorite in die durch die Säulenbildung entstehenden Hohlräume abgesetzt. Als Zuführer kommen wahrscheinlich CO_2 -Wässer in Frage. In diesem Zusammenhang sei auf eine am

NW-Fuß des Teichelbergs entspringende Quelle hingewiesen, die beträchtliche Mengen an CO_2 -haltigem Wasser liefert.

Eine interessante Erscheinung tritt an Säulen auf, die vor längerer Zeit vom Abbau freigelegt wurden und nun seit Jahrzehnten von der Verwitterung erfaßt werden. An den Prismenflächen der Säulen bilden sich Risse, die sich allmählich immer mehr erweitern und vergrößern. Es entstehen so bis zu dm lange Erweiterungen, die einige cm breit werden. Diese spindelförmigen Hohlräume keilen meist nach beiden Seiten hin aus, um dann in derselben Ebene von neuem wieder aufzusetzen. Auf diese Weise entstehen auf der Säulenfläche Linien, die sich in vielen parallelen Reihen wiederholen (Taf. 34, Bild 2). Die Ursachen für die Hohlraumbildung sind in der leichten Verwitterbarkeit des Olivins zu suchen. Olivineinschlüsse von Faustgröße bis herunter zu mm Dimensionen bilden den Ausgangsherd für die Verwitterung. Öfters konnten noch in tieferen Taschen die Reste des ehemaligen Olivins in Form von rotbraunem, leichterzerbrechlichem Iddingsit festgestellt werden.

Die räumliche Erstreckung dieser Reihen wurde an verschiedenen Stellen des Basaltkörpers eingemessen und es ergaben sich nun folgende Gesetzmäßigkeiten: Das Einfallen der Reihen erfolgt immer vom Zentrum des Basaltkörpers weg, d. h. im Osten des Aufschlusses nach NE, im Norden, an den Resten stehengebliebener Säulen, nach N, und im Westen nach NW. In der Mitte aber sind die nur schwach ausgebildeten Reihen horizontal angeordnet. Der Einfallswinkel nimmt nach den beiden Seiten hin allmählich zu und erreicht an den Enden des Aufschlusses etwa $30-40^\circ$. Das Einfallen spiegelt in etwa die Oberfläche des unterlagernden Tuffes wider; die Reihen liegen also im großen und ganzen parallel der Tuffoberfläche.

Von besonderem Interesse ist das Streichen dieser Reihen. An vorspringenden Säulenecken lassen sich die Messungen bequem durchführen. Das Streichen erfolgt auf Linien, die das Zentrum des Basalts kreisförmig umgeben. Im Nordosten des Aufschlusses beträgt das Streichen ungefähr $N 130^\circ E$, also Nordwest-Südost; im Westen dagegen $N 25^\circ E$, etwa Nordnordost-Südsüdwest. Im Norden, an den Resten des Abbaugebietes, wurde ein Streichen von $N 70^\circ E$ gemessen. Wenn man auf jeder dieser Streichlinien eine Senkrechte errichtet, so schneiden sich diese $\perp$ in einem Punkt, etwa in der Mitte des Basaltkörpers. Unschwer läßt sich auf diese Weise ein Abbild der Fließvorgänge bei der Eruption und bei der Ablagerung gewinnen. Die die Hohlraumbildung hervorrufenden Olivineinschlüsse lagen bei der Eruption schon vor und wurden

mit ihren Längsdurchmessern in die Strömungsrichtung eingeregelt. Die radiale Anordnung der Hohlräume im Basaltkörper gibt also die Abflußrichtungen der plastischen Basaltmasse wieder. (Abb. 5.)

Die Unterlage des Basaltkörpers wird von Tuff gebildet. Die 1. Abbau-Etage setzt auf diesem Tuff auf, und zwar in der Mitte des Basaltkörpers in einer Länge von ca. 150 m. Gegen Norden zu wurde bereits eine weite Fläche Tuff durch den Abbau freigelegt. Im Jahre 1934 teufte man in diesem nördlichen Teil auf den Rat eines Wüschelrutengängers hin einen Schacht auf Braunkohle! ab, der aber nach einigen Metern im Tuff steckenblieb. Die Oberfläche des Tuffes verläuft nicht horizontal, sondern ist leicht ge-

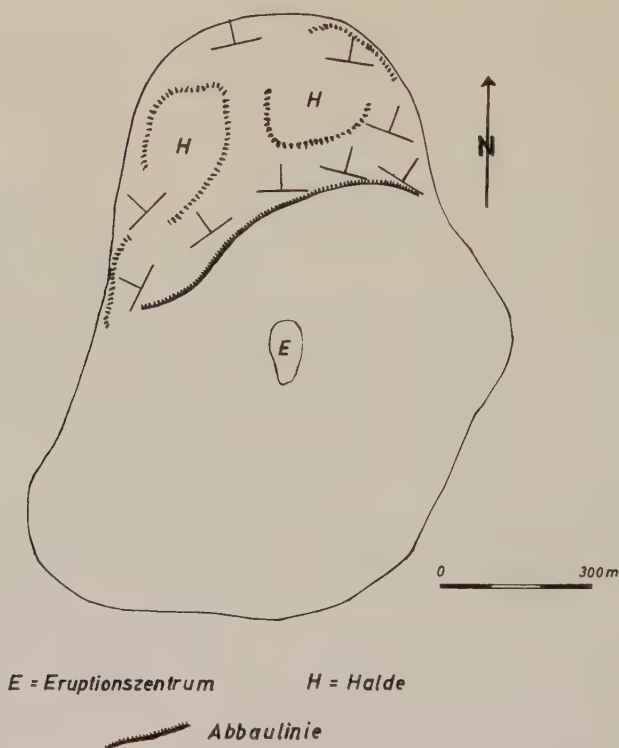


Abb. 5. Streichen und Fallen der Verwitterungsrisse an den Prismenflächen der Basaltsäulen.

Das Streichen der Risse erfolgt konzentrisch zum Eruptionszentrum, das Fallen vom Eruptionszentrum weg, d. h. nach außen.

wellt und fällt nach Westen und Osten unter die Säulen der 1. Etage ab. Die Aufschlüsse auf der ersten Etage zeigen, daß sich die Tuffoberfläche nach Süden über die Sohle dieser Etage heraufzieht. Im westlichen Teil des Bruches ergaben die Aufschlüsse für die Fundamente der Brecheranlage, daß der Tuff erst 2—3 m unter der 1. Bruchsohle ansteht. Wir haben also im ganzen eine flache Tuffkappe vor uns, die in der Mitte des Basaltkörpers abgeplattet ist und nach den Seiten hin allmählich abfällt. Darüber breitet sich glockenförmig die Basaltdecke.

Bei dem Basalttuff handelt es sich um ein braungraues Sediment, das lagenweise dunkelbraune „Verwitterungshorizonte“ aufweist. Die Hauptbestandteile sind vulkanische Asche und Quarz in Form von kantengerundeten Körnern bis zu 2 mm Durchmesser. Manche dieser Körner sind hellgrau durchsichtig, andere dagegen weiß. Die Quarze reichen sich bevorzugt in den braunen Lagen an, während die grauen Lagen dichter erscheinen. Es zeichnet sich also in diesen Lagen ein deutlicher Sedimentationsrhythmus ab.

Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen im Tuff ist sehr unterschiedlich. Sie erreicht aber nur cm- oder dm-Beträge. Die Lagen im Tuff machen den Eindruck, als ob es sich um eine Reihe getrennter Explosionen handelt. Der Tuff ist stark komprimiert, da der Druck der überlagernden Basaltdecke etwa 13 atm beträgt. Der Tuff wirkt deshalb als Wasserstauer und läßt das zwischen den Säulen herabsinkende Wasser nicht weiter versickern. Rund um den Teichelberg entspringen daher, verursacht durch die stauende Wirkung des Tuffes, 6 Quellen, die sich mehr oder minder an die 650-m-Höhenlinie halten.

Unter dem Tuff steht, wie die Aufschlüsse an der Brecheranlage im Westteil der 1. Etage zeigen, Basaltlava an. Die Struktur ist schlackig porös, die Farbe grau mit einem rötlichbraunen Ton. Das auffallendste Merkmal sind die zahlreichen langgezogenen Blasen Hohlräume. Einzelne Partien sind oft ganz durchsetzt mit diesen meist unter 1 cm bleibenden Hohlräumen. Sie zeigen eine gemeinsame Richtung in ihrer Längserstreckung und stehen meist senkrecht auf der Sedimentationsfläche. Ein großer Teil der Hohlräume wurde von Zeolithen ausgefüllt. Die Zeolithsubstanz ist jedoch in den meisten Fällen bereits wieder zu einer schmutzig-weißen bis hellgrauen, nicht näher definierbaren Masse umgewandelt worden. Die Lava selbst besteht in der Hauptsache aus kräftig zersetztem basaltischem Material. Leider ließ sich von dieser Lava kein Dünnschliff anfertigen, denn schon beim geringsten Versuch zerfällt das zunächst ziemlich fest erscheinende Material.

V. Die Gesteinsbeschaffenheit

Der Basalt ist ein schwarzes Gestein mit einem leichten Stich ins Graue. Er ist dicht und hart und im ganzen Aufschlußbereich sehr gleichmäßig. In der fast homogenen Grundmasse leuchten vereinzelt Flächen von Olivineinsprenglingen auf, deren Größe meist unter 1 mm bleibt. Ihre Farbe ist grünlich-braun. Die Dichte des Basalts wurde zu 3,18 bestimmt. Die Druckfestigkeit beträgt nach einer Untersuchung der Bayer. Landesgewerbeanstalt 3720 kg/cm² und die Porosität 0,001 ($u = 1 - \frac{r}{s}$).

Auch im Dünnschliff kommt der gleichförmige Charakter des Basalts gut zum Ausdruck. Bei der mikroskopischen Betrachtung fällt die holokristallin-porphyrische Struktur des Gesteins auf. Die einzelnen Mineralien zeigen keine Anreicherungen, sondern sind vollkommen regelmäßig über den Schliff hin verteilt. Die Einsprenglinge sind fast ausschließlich idiomorphe Olivinkristalle. Die Grundmasse besteht aus unregelmäßig begrenzten Magnetitkörnern, einer bräunlichen Augitsubstanz und einer hellen Nephelinmasse, in der Apatitnadeln stecken. Als akzessorischer Gemengteil kommt Biotit hinzu, der aber sekundär aus dem Augit entstanden ist.

1. Der primäre Mineralbestand

Der Basalt ist bemerkenswert einheitlich zusammengesetzt. Von den verschiedenen Teilen des Aufschlusses wurden Proben auf dem Integrationstisch untersucht und es ergaben sich fast übereinstimmende Werte. Die Gemengteile verteilen sich folgendermaßen:

Tabelle 1

Augit	58,02 %
Nephelin	18,35 %
Olivin	12,37 %
Magnetit	11,25 %
	99,99 %

Der überraschend hohe Magnetitgehalt der mikroskopischen Analyse ist auf den Effekt zurückzuführen, daß opake Mineralkörner, die in ihrem Durchmesser wesentlich unter der Schliffdicke bleiben, einen bedeutend höheren Wert erreichen, als den tatsächlichen Gegebenheiten entspricht. Je kleiner das opake Mineralkorn ist, desto größer ist der Unterschied zwischen den gemessenen und den wirklichen Daten. Dieser sogenannte „Holmes

Effekt“ wurde von F. CHAYES mathematisch berechnet und auf die folgende Formel gebracht:

$$C = 4r / (4r + 3k),$$

wobei r der Radius des opaken Minerals ist und k die Schliffdicke. Die integrierten Werte wurden also mit diesem Faktor „C“ korrigiert. Der unwesentliche Biotitgehalt wurde dabei nicht berücksichtigt. Aus den so ermittelten Werten wurden die verschiedenen Mineralanteile des Basalts in Gewichtsprozenten bestimmt:

Die Struktur des Basalts



Schliff Nr. 6875

D 3

0,3mm

A = Augit

N = Nephelin

O = Olivin

M = Magnetit

Die Olivingroßkristalle zeigen die Einregelung in die Fließrichtung des Basalts.

Abb. 6.

Tabelle 2

Mineralbestand	Vol.-% gemessen	Vol.-% korr. m. „C“	Dichte	Gew.-%
Augit	58,02	62,73	3,33	64,20
Nephelin	18,35	19,84	2,64	16,10
Olivin	12,37	13,37	3,25	13,35
Magnetit	11,25	4,05	5,10	6,36
	99,99	99,99		100,01

Die Farbzahl ist 84. Dieser hohe Wert kommt ja auch schon makroskopisch zum Ausdruck.

Olivin

Am augenfälligsten treten bei einer Betrachtung der Dünnschliffe die zahlreichen idiomorphen Olivinkristalle hervor. An manchen Einsprenglingen zeigen sich folgende Flächen gut ausgebildet: (100), (010), (110), (021). Die farblosen Kristalle sind meist dicktafelig nach der Fläche (100). Der größte Teil der Körner hat abgerundete Ecken und Kanten; andere erscheinen als mehr oder minder zerfressene Kristallreste. Auf Grund dieser umfangreichen magmatischen Korrosion darf man wohl den Olivin als eine der ältesten Ausscheidungen aus dem Magma betrachten, die sicher schon intratellurisch erfolgte. An den Rändern haben sich bevorzugt Magnetitkörner abgesetzt. Die Mineralphase Olivin wurde also zum Teil von der Schmelze wieder angegriffen unter Ausscheidung von Magnetit als Reaktionsphase. Daraus läßt sich folgern, daß zunächst bei Temperaturen über dem Pyroxen-Stabilitätsfeld mehr Olivin ausgefallen ist, der dann bei Unterschreitung der Grenzfläche teilweise zur Pyroxenbildung wieder aufgezehrt wurde. Daß dabei auch Magnetit als Neubildung entstand, ist durchaus möglich. Bei der Betrachtung anderer Olivineinsprenglinge gewinnt man jedoch den Eindruck, als ob die Magnetitkörner nur adhäsiv an die Oberfläche des Olivins gebunden seien. Sie lagern sich mit ihren größten Flächen an die scharf begrenzten Flächen des Olivins an. Ebenso finden sich auch im Innern der Olivinkörner häufig Magnetitkörnerchen. Es sind echte Einschlüsse, die gleichzeitig mit dem Olivin gebildet wurden. (Taf. 35, Bild 1.)

Die Spaltbarkeit nach (010) ist im Olivin deutlich ausgeprägt und tritt durch oft sehr zahlreiche Längsrisse in Erscheinung. An manchen Individuen kann man auch größere Quersprünge beob-

achten, die senkrecht auf den Spaltrissen stehen. Einfacher Zwillingbau nach (011) kommt selten vor. Die durchschnittliche Größe der Olivinkörner beträgt 0,4 mm. Die größeren idiomorphen Einsprenglinge sind nach der c-Achse meist doppelt so lang als nach der a-Achse. Der Achsenwinkel $2V$ beträgt fast immer 90° . Nur ganz wenige Ausnahmen zur positiven und negativen Seite kommen vor. In chemischer Hinsicht handelt es sich also um sehr Mg-reiche Olivine, die nur etwa 5—10% Fayalit enthalten. Diese Daten werden durch die ausgeführte Dichtebestimmung bestätigt, die einen Wert von 3,25 ergab.

Neben diesen meist idiomorphen Olivinkristallen kommt noch eine zweite Form vor, die sich von den oben beschriebenen wesentlich unterscheidet (Taf. 35, Bild 2). An den gedrungenen rundlichen Körnern sind nie Kristallflächen ausgebildet. Die Körner sind ganz sporadisch im Basalt verteilt, so daß auf jeden Schliff höchstens ein Korn trifft. Durch ihre Größe, die im Durchschnitt etwas über 1 mm liegt, übertreffen sie die übrigen Bestandteile des Basalts erheblich. Typisch für diese Olivine sind die zahllosen Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse, die die einzelnen Körner auf bestimmten Linien oder in ganzen Schwärmen durchziehen. Das linienhafte Auftreten der Einschlüsse deutet auf ehemalige Schwächebahnen hin, die später wieder verheilten. Manchmal beobachtet man noch feine Haarrisse, auf denen die Einschlüsse aufgereiht sind. An den Rändern zeigen sich oft starke Korrosionen, wobei Magnetit neu gebildet wurde. Diese runden Olivinkörner umschließen nie Magnetit, im Gegensatz zu den idiomorphen Olivineinsprenglingen. Innerhalb der Körner treten häufig Translationslamellen auf, auch undulöse Auslöschung wurde öfters beobachtet. Es spricht manches dafür, daß diese Erscheinungen auf mechanische Beanspruchung zurückzuführen sind. In einem dieser Körner findet sich eine Pseudomorphose von fast quadratischem Querschnitt, wie sie auch in den „Olivinknollen“ vorkommt, die weiter unten behandelt werden. Diese Eigenschaften legen nahe, daß die großen, nicht idiomorphen Olivinkörner aus den Olivinknollen stammen.

Um den Stoffbestand im Basalt zu kontrollieren, habe ich 42 orientierte Proben entnommen und untersucht. Es ergaben sich nirgends Verschiedenheiten im Mineralbestand, wenn wir von kleinen Verschiebungen hier absehen, die durch das Schwerfeld hervorgerufen wurden und die weiter unten besonders behandelt wer-

den. Das ganze Vorkommen zeigt so einheitliche Züge, daß man sicher die Entstehung des gesamten Basaltkörpers während einer einzigen Eruptionsphase annehmen darf. A. WURM spricht zwar von einer Aufeinanderfolge von mehreren Strömen, doch ließen sich hierfür keinerlei Beweise erbringen.

An Hand dieser orientierten Proben konnte ich die Fließstrukturen im Basalt festlegen. Bei vielen Schlifften läßt sich eine parallele Ausrichtung der Längsachsen der prismatischen Olivine nach einer bestimmten Richtung erkennen (Taf. 36, Bild 1). Sie liegen nach zahlreichen Einmessungen etwa senkrecht auf den Prismenflächen der Säulen, d. h. also, daß die Olivine $\perp$ waagrecht im Gestein „schwimmen“. In allen Teilen der Säulen ergab sich eine deutliche Einregelung der längsten Durchmesser der Olivinkörner parallel der Säulenkopffläche.

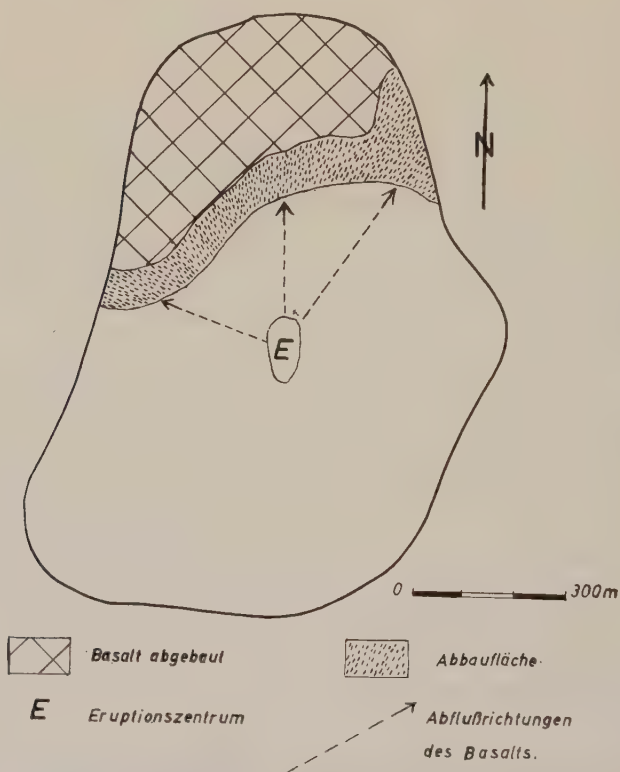


Abb. 7. Einregelung von tafeligen Olivinkristallen in das Fließgefüge des Basalts (schematisch).

Zweifelloos zeichnen sich hier die Fließrichtungen während der Erstarrung des Basalts ab. Vom Eruptionszentrum ausgehend, floß die plastische Basaltmasse nach allen Seiten hin ab. Die schon auskristallisierten Olivine wurden in den radial abfließenden Strom einrotiert. Im Norden liegen die längsten morphologischen Achsen der Olivinschnitte durchschnittlich N—S. Sie biegen sowohl im Nordosten wie auch im Westen des Aufschlusses etwas nach außen hin aus dieser Lage ab.

Grundsätzlich liegen die Einsprenglinge mit ihren größten Flächen parallel der Säulenkopffläche, d. h. dort, wo die Säulen senkrecht stehen, waagrecht, und wo sich die Säulen nach außen neigen, kippen auch die Olivineinsprenglinge aus der Horizontalen senkrecht zum Neigungswinkel nach außen. Nach dem allgemeinen Strömungsgesetz stellen sich treibende Körper in einer strömenden Flüssigkeit so ein, daß sie den angreifenden Reibungsflächen zwischen den Fließfäden kleine Angriffsflächen und damit ein möglichst kleines Drehmoment bieten. Das ist der Fall, einmal bei Einregelung der größten Querschnitte des Körpers parallel zu den Fließflächen laminaren Fließens und zum anderen bei Einordnung der längsten Durchmesser in die Richtung des Transports oder senkrecht dazu. Welche dieser beiden stabilsten Lagen bevorzugt wird, hängt wohl von dem Verhältnis der Geschwindigkeitsänderungen im horizontalen und vertikalen Schnitt durch den strömenden Körper ab.

Augit

Den Hauptbestandteil der Grundmasse bildet der Augit. Charakteristisch ist besonders eine knäueiförmige Verwachsung der Kristalle. Die scheinbar regellos verstreut liegenden Mikrolithen sind durchschnittlich 0,03—0,05 mm lang, während ihre Breite nur den fünften Teil davon beträgt. Die Farbe ist bräunlich-gelb. Die Umgrenzung ist teilweise sehr gut, meist aber liegen Verwachsungen vor. Die gut ausgebildeten Individuen sind langgestreckt nach der c-Achse und zeigen folgende Pinakoide deutlich ausgeprägt: (100), (001) und (010). Selten treten einfache Zwillinge nach (100) auf, häufiger Mikrolithen mit sogenanntem „Sanduhrbau“, deren Sektoren verschieden auslöschten. Die Auslöschungsschiefe ($Z : c$) der Mikrolithen schwankt zwischen 37° und 55° , der mittlere Wert liegt bei 46° . Der Pyroxen des Teichelberger Basalts ist Titanaugit,

wie auch aus dem relativ hohen Titangehalt (2,94%) der Analyse hervorgeht. In den Augitkriställchen wurden zahlreiche winzige Magnetitkörner eingeschlossen. Größere Magnetitkörner liegen wahllos eingestreut im Augitgemenge. Neben diesen häufigen Magnetiteinschlüssen kommen als große Seltenheit auch Nephelineinschlüsse vor.

Die Augitmikrolithen liegen nicht regellos im Mineralverband, sondern sind mit ihren Längsachsen etwa in die Fließrichtung der Olivine eingeregelt. Größere Olivinkörner, die in der Fließrichtung liegen, werden oft „umflossen“ von zahlreichen Augitstäbchen. Die fließgeregelten Augitmikrolithen kristallisierten unmittelbar nach dem Olivin. Die Kristallisation des übrigen Augits schloß sich daran an.

Als große Seltenheit seien noch die Augiteinsprenglinge erwähnt, die etwa die gleiche Größe wie die Olivineinsprenglinge erreichen. Die Kristalle weisen einen ganz schwachen Pleochroismus auf und zeigen eine gute Spaltbarkeit nach (110). Die chemische Zusammensetzung der Kristalle spiegelt sich im Zonarbau und in sanduhrförmigen Anwachskegeln wider. Es handelt sich also um einen Ti-haltigen basaltischen Augit. Die Kristalle sind von zahlreichen Magnetit- und Olivineinschlüssen erfüllt. Die Ränder sind vielfach korrodiert.

Magnetit

Der Magnetit tritt in zahllosen, opaken, kristallographisch nicht begrenzten Körnern in der Grundmasse auf. Die einzelnen Körner sind häufig in die Augitsubstanz eingebettet. Ebenso kommen Einschlüsse in Olivin vor, seltener dagegen in Nephelin. Manche Körner sind abgerundet, die meisten unregelmäßig begrenzt. Ihre Größe reicht von feinstem Staub bis zu Partikel von 0,05 mm Durchmesser. Der mittlere Durchmesser wurde zu 0,017 mm berechnet, wobei in einer Meßserie 920 Magnetitkörner über 0,003 mm erfaßt wurden. Die Körner unter dieser Größe blieben bei der Mittelwertbildung unberücksichtigt.

Es kommen auch Zusammenballungen vor, die dann das Zehnfache der Körnchengröße erreichen. Gelegentlich lagern sich die Magnetitkörner kranzförmig um Olivineinsprenglinge. Man hat den Eindruck, als ob sie mit ihrer größten Fläche an den Olivinrändern kleben. In diesem Fall handelt es sich, wie es oben beim Olivin

beschrieben wurde, um Magnetit, der adhäsiv an die Olivinflächen gebunden ist. Die Magnetitkristalle reihen sich gerne zu lockeren, miteinander verwobenen Schnüren aneinander. Der von diesen Schnüren umschlossene Raum enthält nur wenig Magnetit. Die Anordnung läßt auf eine gewisse Gesetzmäßigkeit schließen. Die Schnüre setzen nie durch die Olivineinsprenglinge hindurch, sondern biegen um sie herum oder lehnen sich an diese an. Der Durchmesser der „magnetitarmen Zellen“ zwischen den Magnetitschnüren wechselt häufig und beträgt etwa 0,5—1 mm. Die wenigen Magnetitkörner innerhalb dieser Zellen sind beträchtlich kleiner als die Magnetite in den Schnüren. Der Umriß der Zellen ist unregelmäßig, meist aber etwas gestreckt. Der größte Durchmesser der Zellen liegt bezeichnenderweise parallel der Olivineinregelung. Die Bildung der Schnüre stand also im Zusammenhang mit den Fließvorgängen des Basalts. Es drängt sich die Vermutung auf, daß diese Magnetitbänder irgendwelche Scherbahnen in der schon zähen Schmelze bilden.

Schon bei der allgemeinen mikroskopischen Dünnschliffuntersuchung wurde manchmal eine gewisse Schwankung im Magnetitbestand des Basalts beobachtet. Es wurden deshalb eingehende Untersuchungen auf dem Integrationstisch vorgenommen. Die Ergebnisse zeigten, daß sich vor allem in der Vertikalen Änderungen im Magnetitgehalt des Basalts ergeben, während die Schwankungen in der Waagrechten viel geringer sind.

Um die quantitative Zusammensetzung des Basaltkörpers zu erfassen, wurden 2 Meßreihen durchgeführt, 1. entlang der Sohle (A) und 2. unmittelbar an der Oberkante des Basalts (D). Dadurch konnten sowohl die lateralen wie auch die vertikalen Schwankungen in der Zusammensetzung der Basaltplatte erfaßt werden. Der seitliche Abstand der Proben betrug etwa 100 m, der Höhenabstand der Reihe „A“ von der Reihe „D“ 40 m. Die Proben sind ziemlich gleichmäßig über den 600 m langen Aufschluß verteilt. Örtlich begrenzte Anreicherungen von Magnetit können daher das Ergebnis nicht maßgebend beeinflussen.

Die bei der Integrierung der Schliffe gewonnenen Ergebnisse zeigen überraschend eine klare Zunahme des Magnetitgehalts an der Basis des Basaltkörpers. Im Durchschnitt ist der Magnetitgehalt an der Oberfläche um 0,62% der Gesamtanalyse niedriger als an der Basis. Drücken wir diese Differenz in Prozenten der Magne-

titführung aus, indem wir den Magnetitgehalt an der Oberfläche des Basaltkörpers = 100% setzen, dann ist der Magnetitgehalt an der Basis = 109,12%. Der Übergang von der magnetitreichen zur magnetitarmen Zone erfolgt kontinuierlich.

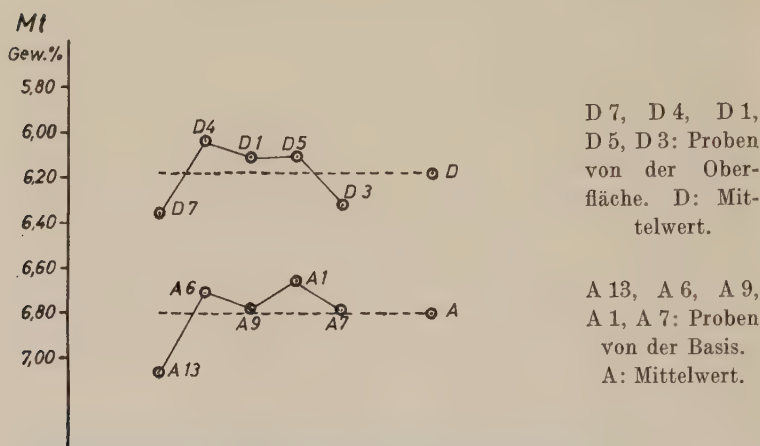


Abb. 8. Magnetitgehalt in Gewichts-% von Proben an der Basis und an der Oberfläche des Basaltkörpers.

Der Umstand, daß sich diese Differenz nicht nur im Durchschnitt ergibt, sondern daß jeder einzelne Meßwert an der Basis höher ist als an der Oberfläche des Körpers, stellt sicher, daß tatsächlich ein Unterschied in der Erzführung zwischen den beiden Niveaus besteht. Es ist auch ausgeschlossen, daß etwa eine subjektive, vorgefaßte Meinung dieses Ergebnis gefärbt haben könnte, weil die Meßreihen gar nicht angesetzt und durchgeführt wurden, um den Erzgehalt der beiden Niveaus zu vergleichen, sondern um die lateralen Schwankungen in der Mineralisation zu überprüfen. Ihre Auswertung zum Vergleich in vertikaler Richtung erfolgte erst später, nachdem die Messungen längst abgeschlossen waren.

Die hier vorliegenden Tatsachen ergeben das typische Bild einer begonnenen gravitativen Differentiation in situ. Die Magnetitkörperchen wurden teilweise während der Eruption, eventuell auch schon intratellurisch gebildet. Die bereits vollständig ausgebildeten Magnetitkristalle sanken in dem erstarrenden Basaltbrei auf Grund ihrer wesentlich höheren Dichte nach unten und konzentrierten sich gegen die Basis hin. Daß es nicht zu einer schichtigen Magnetitanreicherung an der Basis kam, ist darauf zurückzuführen, daß die

Abkühlung des Basalts auch von unten nach oben fortschritt und die Bewegungsvorgänge gewissermaßen einfroren.

Im Anschliff kommt die Erzkomponente des Basalts durch die kräftige Reflexion sehr deutlich zum Ausdruck (Taf. 36, Bild 2). Die Silikate reflektieren sehr viel schwächer. Der Anschliff zeigt, daß an einzelnen Magnetitkörnern Oktaederflächen (111) ausgebildet sind, die bei der Dünnschliffuntersuchung nicht erfaßt werden konnten. Größere Magnetite wurden während der fortschreitenden Abkühlung der Schmelze korrodiert und von Augit umwachsen. Da die Oktaederflächen schon stabil waren, wurden sie bei der Korrosion meist herauspräpariert. Entmischung von Ilmenit konnte nicht festgestellt werden.

Das Auftreten von Magnetkies sei kurz erwähnt. Er liegt nur in wenigen Körnern vor. Neben Magnetkies kommt auch etwas Kupferkies vor. Beide sind stets miteinander vergesellschaftet. Die Verwachsungen zeigen gemeinsame Kornoberflächen.

Nephelin

Fast ein Sechstel des gesamten Mineralbestandes besteht aus Nephelin. Es wurden Färbeversuche an Dünnschliffen durchgeführt, die positive Ergebnisse lieferten.

Mehrere Dünnschliffe wurden, nachdem das Deckglas entfernt war, für 3 Minuten mit einer zarten Schicht $\frac{1}{10}$ -normaler Salzsäure überzogen. Dadurch wurde verhindert, daß durch die Säure das ganze Mineralkorn herausgelöst wurde. Es wurde also nur die Oberfläche angeätzt. Nachdem die Säure auf das Mineral eingewirkt hatte, wurde die noch vorhandene Säure mit einem Löschblatt vorsichtig abgezogen, damit die entstandene Gallerte am Mineral blieb. Schließlich wurde der ganze Schliff sorgfältig mit Wasser abgespült. Nun wurde eine verdünnte Lösung von Fuchsinrot auf den Schliff gebracht. Nach längerem Einwirken färbte sich die Gallerte. Der überflüssige Farbstoff wurde abgesaugt. Nur an denjenigen Stellen, an denen die Gallerte zur Entwicklung kam, erfolgte nun eine Rotfärbung. Im Mikroskop ließ sich dann feststellen, daß nur der Nephelin angefärbt wurde.

Nephelinreiches Gesteinsglas verhält sich chemisch allerdings ebenso wie Nephelin. Die angegebene Reaktion stellt also für sich allein nicht sicher, daß in der Grundmasse Nephelin und kein nephelinitoides Glas vorhanden ist. Die optischen Daten ergaben jedoch eindeutig, daß es sich um ein anisotropes Mineral handelt. Die

Werte für die Doppelbrechung sind sehr gering. Der optische Charakter des Minerals ist negativ.

Der Nephelin findet sich nur als sogenannte Füllmasse innerhalb der Grundmasse (Taf. 37, Bild 1). Seine Bildungstemperatur war allerdings noch ziemlich hoch, wie aus dem hohen Kaliophilithgehalt im Nephelin (etwa 23%), berechnet aus dem K_2O -Anteil der Analyse, hervorgeht. Die Begrenzung gegenüber den anderen Komponenten ist unregelmäßig und hakig. Die zahlreichen kleinen Nester, in denen verschieden orientierte Individuen liegen, haben einen Durchmesser bis zu 0,1 mm. An Einschlüssen ist der Nephelin ziemlich reich: winzige Augitmikrolithen, Magnetitkörnchen und zahlreiche Apatitnadeln. Durch die wesentlich höhere Lichtbrechung lassen sich die bis 0,05 mm langen Apatitkristalle gut erkennen. In ihrer Anordnung zeigen sie keine Orientierung. Die langen, dünnen Nadeln der Apatite lassen nach den Erfahrungen über ihre Trachtveränderlichkeit auf hohe Bildungstemperatur schließen. Die anderen Gemengteile sind frei von Apatit. Diese interessante Tatsache deutet darauf hin, daß in einem nephelinitischen Magma der Apatit im allgemeinen erst nach Olivin und Pyroxen kristallisiert, während im Normalfall der Apatit stets vor diesen beiden zur Ausscheidung kommt.

Äußerst selten kann man idiomorphe Nephelinkristalle mit einem rechteckigen Umriß beobachten. An den Rändern haben sich dann Augitmikrolithen angelagert. Es handelt sich immer um ein Individuum, wie aus der geringen Doppelbrechung mit einheitlicher Auslöschung hervorgeht. Einschlüsse, die parallel zu den Kristallkanten liegen, sind typisch für diese Nephelinkristalle.

Glas wurde im Basalt des Teichelbergs nicht beobachtet. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß der unmittelbar am NE-Fuß des Bergs vorgelagerte Basaltpfropf am Hainhübel ziemlich viel Glas in der Grundmasse führt.

Der Chemismus des Basalts

Nach dem vorliegenden Mineralbestand ist das Gestein vom Teichelberg nach der Nomenklatur von W. E. TRÖGER ein Olivinnephelinit. Vom Gestein wurde von der Physikalisch-Bioklimatischen Forschungsstelle München (Analytiker: Pötzl) eine Analyse ausgeführt, die folgende Werte ergab:

Tabelle 3

SiO ₂	39,20 %	Na ₂ O	3,27 %
TiO ₂	2,94 %	K ₂ O	1,07 %
P ₂ O ₅	0,45 %	S	0,04 %
Al ₂ O ₃	11,23 %	H ₂ O	1,58 %
Fe ₂ O ₃	6,93 %	davon	
FeO	7,61 %	— H ₂ O	(0,64) %
MnO	0,21 %	Cl	Spuren
CaO	12,89 %	CO ₂	—
MgO	12,61 %		100,03 %

Bemerkenswert ist der niedrige Kieselsäuregehalt des Basalts. Der hohe Titangehalt ist namentlich für die Augite der Olivinnephelinite charakteristisch, im Gegensatz zu den geringen Werten bei Feldspatbasalten. Auffallend ist weiterhin der hohe K₂O-Gehalt, der als Kaliophilit im Nephelin gebunden ist. Der geringe Schwefelgehalt der Analyse erscheint als Magnetkies bzw. Kupferkies in der Grundmasse.

Macht man den Versuch, diesen Mineralbestand in einen Allivalit mit den Hauptkomponenten Olivin und Plagioklas umzurechnen, indem man den CaO-Überschuß als Calciumorthosilikat bindet, so ergibt sich, daß die vorhandene Kieselsäure auch dann nicht ausreicht, um den Plagioklas vollständig abzusättigen. Der extrem hohe Gehalt an Alkali macht dies vor allem unmöglich. Daraus läßt sich folgern, daß Olivinnephelinite nicht von einem Kalk-Alkali-Magma von allivalitischer Zusammensetzung hergeleitet werden können, sondern selbständige Magmentypen sind.

Die aus den Analysendaten sich ergebenden „Niggli-Werte“ sind:

Tabelle 4

si	85	k	0,17
al	12	mg	0,62
fm	56	C/fm	0,45
c	25		
alk	7	Quarzzahl: qz =	—42,6

Der geringe Kieselsäuregehalt bedingt den sehr basischen Charakter des Gesteins. Dieser kommt in der großen negativen Quarzzahl zum Ausdruck. Auch der hohe fm-Wert ist sehr bezeichnend. Das Gestein gehört nach seinem Chemismus zu einem theralithgabbroiden Magmentypus der atlantischen Reihe.

Aus der Integration wurden folgende Gewichtsprozente errechnet:

Tabelle 5

	Augit	Nephelin	Olivin	Magnetit	Integr. Analyse	Chem. Analyse
SiO ₂	27,75	6,64	5,60		= 39,99	40,10
TiO ₂	2,90				= 2,90	2,99
Al ₂ O ₃	5,89	5,66			= 11,55	11,50
Fe ₂ O ₃	2,36			4,38	= 6,74	7,09
FeO	5,72		0,65	1,98	= 8,35	7,82
MgO	5,78		7,10		= 12,88	12,90
CaO	13,36				= 13,36	13,21
Na ₂ O	0,44	2,73			= 3,17	3,33
K ₂ O		1,07			= 1,07	1,09
	64,20	16,10	13,35	6,36	100,01	100,03

Die Tabelle zeigt die Oxydverhältnisse der Hauptmineralien des Basalts, die aus den Gewichtsprozenten der mikroskopischen Analyse berechnet wurden. Zum Vergleich wurde die auf Trockensubstanz umgerechnete chemische Analyse beigefügt.

2. Umwandlungserscheinungen

Die Mineralien des Basalts sind im allgemeinen frisch und unverwittert. Nur an bestimmten Stellen kommt es zu Umwandlungen, die für die Genese und für die Umbildung des Basalts von Bedeutung sind. Die größte Neigung zur Umwandlung besitzt der Olivin, während der Augit nur ausnahmsweise und der Nephelin nur sehr selten umgewandelt wird. Der Magnetit jedoch ist stets vollkommen frisch.

Pseudomorphosen nach Olivin

Da der Olivin als erster Hauptgemengteil aus dem Magma auskristallisiert, kann er niemals andere Silikate pseudomorphosieren. Er wird dagegen in verschiedener Form selbst pseudomorphosiert. Im frischen Basalt ist der Olivin klar und unverwittert. Gegen die Prismenflächen der Säulen hin zeigt er aber eine zunehmende Zersetzung. Unmittelbar an den Flächen sind alle Olivine vollständig umgewandelt. Die Zersetzung beginnt mit einer gelblichen Verfärbung. Die eigentliche Umsetzung erfolgt nicht kontinuierlich, sondern einzelne Teile sind in der Entwicklung bereits weiter fortgeschritten. Die optischen Achsen und die Auslöschrichtungen erfahren keine Änderung. Mit zunehmender Gelbfärbung nimmt jedoch die Lichtbrechung ab und ebenso auch die Doppelbrechung. Die

neugebildete Substanz weist keinen Pleochroismus auf. In optischer wie auch in kristallographischer Hinsicht besteht also noch eine sehr große Ähnlichkeit mit dem ursprünglichen Olivin. Diese Zersetzungsprodukte sind identisch mit einer von K. SPANGENBERG (1949) beschriebenen Pseudomorphose nach Olivin, die als Villarsit bezeichnet wurde. Die Umsetzung vollzieht sich durch teilweises Weglösen des MgO und Einbau von H_2O ins Kristallgitter, wobei Fe^{2+} zum Teil wenigstens in Fe^{3+} umgewandelt wurde.

Die häufigste Pseudomorphosenart nach Olivin, besonders im Bereich der Säulenflächen, zeigt eine kräftige orangegelbe bis bräunliche Farbe. Die Zersetzung geht ebenfalls vom Rande der Körner aus und greift flächenmäßig nach innen. Es entstehen Blättchen und Schüppchen, die parallel (001) des ursprünglichen Olivins liegen. Die Spaltbarkeit nach dieser Richtung ist sehr vollkommen. Die Risse zwischen den Blättchen klaffen manchmal etwas auseinander. Ein schwacher Pleochroismus ist vorhanden, und zwar parallel zur Basis der Schuppen (Y, Z) orangebräunlich und senkrecht dazu (X) orange. Das Zersetzungsprodukt erfüllt genau die Form des Olivins und ist homöoax. Die Lichtbrechung ist nur wenig niedriger als beim Olivin und beträgt etwa 1,65. Die Doppelbrechung ist ziemlich hoch. Das Achsenbild ist negativ; $2V_X$ ist sehr wechselnd, immer aber niedriger als beim Olivin. Bei dieser Pseudomorphose handelt es sich um Iddingsit (Taf. 37, Bild 2). Es besteht folgende Orientierung:

Olivin		Iddingsit
Z	=	Y
X	=	Z
Y	=	X

An schmalen, durch Eisenhydroxyd ausgekleideten Klüften in der Nähe der Säulenoberflächen zeigen die Olivine nur an den Rändern eine bisweilen tiefbraune Eisenoxydrinde. Es liegt aber hier kein Hyalosiderit vor, wie man zunächst annehmen möchte, sondern es wurden sekundär im Laufe der Verwitterungsprozesse Eisenlösungen zugeführt. Mit zunehmender Entfernung von der Kluft nimmt diese Beeinflussung rasch ab.

Eine weitere, gesetzmäßig zum Olivin orientierte Neubildung tritt in der Nähe von Zeolithdrusen auf. Die Umwandlung des Olivins erstreckt sich aber nur auf cm-Bereiche. Diese Zersetzung geht im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Pseudomorphosen vorwiegend von Spaltrissen aus und greift nach den Seiten allmählich über das gesamte Korn hinweg. Besonders fällt die olivgrüne Farbe

dieser Pseudomorphosen auf. Der Pleochroismus ist deutlich: X = blaßgrün-gelblich und senkrecht dazu Z = kräftig grün. Die Spaltbarkeit nach (010) des ehemaligen Olivins ist an ganz umgewandelten Kristallen sehr vollkommen. Die Lichtbrechung ist etwas geringer als beim Olivin, jedoch deutlich höher als beim Einbettungsmittel. Sie dürfte also bei 1,6 liegen. Die Doppelbrechung ist verhältnismäßig hoch. Das Achsenbild zeigt negativen Charakter und der Achsenwinkel ist sehr klein. Die Achsenebene liegt in den Pseudomorphosen // (100) des ehemaligen Olivins. Diese eben geschilderten Eigenschaften stimmen mit den Eigenschaften der von S. B. HENDRICKS und C. S. ROSS (1941) als Seladonit beschriebenen Olivinpseudomorphosen vollkommen überein (Taf. 38, Bild 1). Für die chemische Zusammensetzung geben sie die Formel: $K Fe^{+++} Mg Si_4 O_{10} (OH)_2$ mit etwas Al und Fe^{++} an. Die optische Orientierung zum ehemaligen Olivin ist:

Olivin		Seladonit
Z	=	Y
X	=	X
Y	=	Z

Gelegentlich gehen diese grünen Umwandlungsprodukte in bräunliche über, die ebenfalls einen deutlichen Pleochroismus aufweisen: X = gelbbraun und Z = tiefbraun. Sehr typisch sind die klaffenden Risse, die genau parallel der Fläche (010) des ehemaligen Olivins verlaufen und auch die vollkommene Spaltbarkeit bedingen. Der Rand dieser Kristalle wird von Seladonit gebildet, während der Kern die braunen Farbtöne zeigt. Auffälligerweise scheint also die Oxydation des Fe im Zentrum schneller und stärker erfolgt zu sein als in den Außenzonen des Olivins. Der Übergang von der einen zur anderen Pseudomorphose ist manchmal sehr ausgeprägt, meist jedoch kontinuierlich. Die optischen Eigenschaften stimmen in etwa mit denen von Seladonit überein.

Schließlich sei noch eine Pseudomorphose erwähnt, die bevorzugt in der Nähe von Calcitdrusen auftritt. Sie geht stets von den Rissen im Olivin aus und schiebt sich dann nach beiden Seiten hin in scharfen Zacken in das Innere des noch frischen Olivins vor. Das schwach olivgrüne Umwandlungsprodukt ist nur wenig pleochroitisch. Die Lichtbrechung ist wesentlich niedriger als beim Olivin, die Doppelbrechung dagegen ist hoch. Bei weiter fortgeschrittenen Umwandlungen ist die Spaltbarkeit sehr gut ausgeprägt.

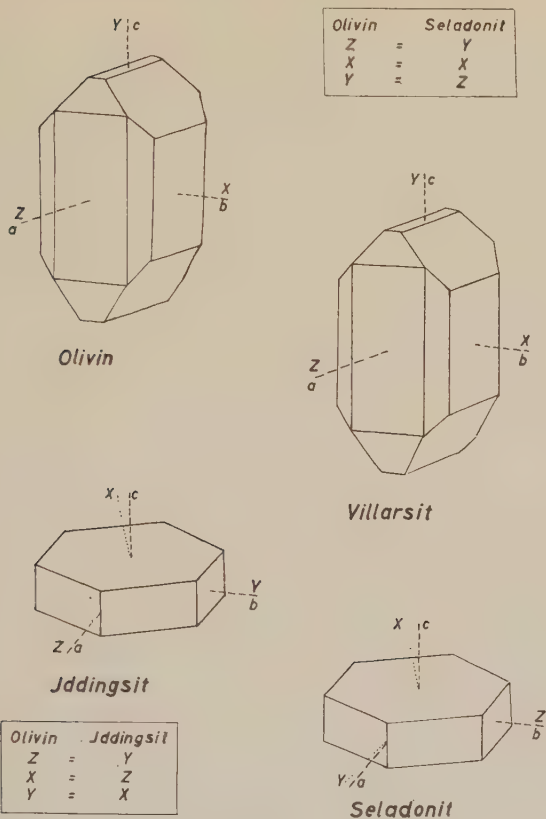


Abb. 9. Die optischen Beziehungen zwischen Olivin und seinen Pseudomorphosen.

Diese kurze Übersicht zeigt die Vielfalt der Umwandlungsformen des Olivins. Villarsit und Iddingsit sind stets auf die Randpartien der Säulenflächen beschränkt, während die Bildung der anderen unmittelbar an die Endphase der Erstarrung geknüpft ist. Letztere treten in der Nähe von Einschlüssen auf. Die Tatsache, auf die auch S. B. HENDRICKS und C. S. ROSS hinweisen, daß Iddingsit und Seladonit niemals vergesellschaftet vorkommen, erfährt hier eine Bestätigung. Iddingsit entstand dort, wo ungesättigte CO_2 -Lösungen den Basalt beeinflussten. Dabei kam es zu einer Abfuhr von Alkali, vielleicht auch von Magnesium. Seladonit dagegen bildete sich nur dort, wo der Olivin unter Abschluß im alkalireichen Saft der Restlösungen gedämpft wurde.

Pseudomorphose nach Augit

An einigen Stellen, vor allem in der Nähe der Iddingsitbildungen, wird auch der Augit umgewandelt (Taf. 38, Bild 2). Die Umwandlung erfolgt rein flächenmäßig. Die Grenzen dieser Pseudomorphosen zum Augit sind verwaschen und unscharf. In der Neubildung läßt sich noch der ehemalige Aufbau der Augitsubstanz erkennen. Es scheint, daß sich die Mikrolithen gegen die Umwandlung resistenter verhalten oder zumindest den Prozeß verlangsamen. Manche werden von der Neubildung umwachsen und einzelne sind nur noch durch die verschiedenartige Auslöschung im bereits umgewandelten Produkt zu erkennen. Kleinere Magnetitkörner werden eingeschlossen. Es entstehen schließlich unregelmäßig begrenzte, stark zerlappte Gebilde, die sich genau in die vorgegebene Form der Augitmasse einpassen, während die Nephelinzwickel frei bleiben. Die Größe der neugebildeten Formen ist ziemlich einheitlich und beträgt meist 0,1—0,2 mm. Die Spaltbarkeit der Neubildungen ist sehr vollkommen. Das auffallendste Merkmal an dem Umwandlungsprodukt ist der starke Pleochroismus. $X =$ hellgelb und $Z =$ intensiv orangebraun. Der Neigungswinkel $X : c$ beträgt etwa 7° . Das Achsenbild ist negativ; $2 V_X$ ist sehr klein. Die Dispersion der optischen Achsen ist $r > v$. Die Lichtbrechung hat sich auf etwa 1,6 erniedrigt, während die Doppelbrechung hoch ist. Diese Eigenschaften lassen erkennen, daß wir es hier mit einem Glimmermineral zu tun haben, und zwar mit einem Mg- und Ti-reichen Biotit. Dies wird auch durch das charakteristische „Scintillieren“ der Doppelbrechung erwiesen. Der Anteil des Biotits am Gesamtmineralbestand erreicht höchstens 0,3%.

Pseudomorphose nach Nephelin

Die beginnende Zersetzung beim Nephelin wird häufig durch eine leichte Gelbfärbung eingeleitet. Namentlich größere Nephelinerster werden von der Umwandlung erfaßt, und zwar geht diese stets von den Rändern der Kristalle aus. Die Zersetzung folgt bestimmten Linien, die durch das Gestein ziehen. Die neugebildete Substanz ist eisblumenartig aufgebaut. Die ursprünglich im Nephelin eingeschlossenen Apatitnadeln sind auch in den Pseudomorphosen enthalten. Bei den Neubildungen handelt es sich um Natrolith. Nach A. S. POVARENNYCH wird der Nephelin am ehesten durch Natrolith ersetzt.

3. Neubildungen

Für den Basalt vom Teichelberg sind eine Reihe von Neubildungen bezeichnend. Der überwiegende Teil dieser Neubildungen besteht aus Natrolith. Er tritt in verschiedenen Formen auf. Auffallend sind die zahllosen Kriställchen, die in flachen Drusen oder auch auf erweiterten Spalten mitten im kompakten Basalt aus einer dichten kristallinen Natrolithmasse hervorwachsen. Die Drusen und Spalten haben manchmal glatte Begrenzungsflächen, meist aber sind sie sehr aufgelockert und rissig. Es entstehen so unregelmäßig begrenzte Taschen, deren Wände von einer weißen, etwa 3 mm starken Natrolithmasse ausgekleidet sind. Die durchsichtigen, lang-prismatischen Natrolithkristalle sind zu seidig glänzenden, radialstrahligen Büscheln angeordnet. Ihre Länge beträgt nur einige mm und ihre Dicke etwa 0,1 mm.

Bei leichtem Erhitzen werden diese Kriställchen weiß und undurchsichtig. Sie geben ihr im Kristallgitter locker eingebautes Wasser ab. Ihre optischen Eigenschaften werden dadurch weitgehend verändert. Durch Wasseraufnahme kann der ursprüngliche Zustand wiederhergestellt werden. Von Salzsäure werden die Natrolithnadeln augenblicklich zersetzt. Dabei entsteht Kieselsäuregelatine.

U. d. M. kommt die Prismengestalt der Kristalle sehr schön zum Ausdruck. Die beherrschende Fläche ist (110) und daneben (100) und (010). Die Nadeln werden von einer ganz flachen Pyramide (111) nach oben abgeschlossen. Für die Lichtbrechung der Natrolithkristalle wurden folgende Werte bestimmt: $n_Z = 1,487$ und $n_X = 1,475$. Die Doppelbrechung ist also etwas höher als beim Quarz. Der optische Charakter ist positiv. Der Achsenwinkel $2 V_Z$ ist ungefähr 60° . Die Auslöschung erfolgt gerade, d. h. parallel der Längserstreckung der Nadeln.

Eine weitere Erscheinungsform des Natroliths tritt manchmal in der Nachbarschaft der Zeolithdrusen auf. Der dem Aussehen nach völlig frische Basalt ist von unzähligen weißen Flöckchen durchsetzt. Die langgestreckten, meist unter 1 mm bleibenden Flocken zeigen in ihrer Anordnung eine deutliche Ausrichtung, die im großen und ganzen mit den längsten Durchmessern der benachbarten Drusen übereinstimmt. Im Schliff zeigen sich deutliche Umwandlungsspuren des Basalts. Die stärkste Umbildung erfuhren, wie schon beschrieben, die Olivine. Sie wurden in grünen Seladonit umgewandelt. Die Augite erfuhren teilweise eine Umwandlung in

Biotit. Der Nephelin ist häufig trüb oder auch in Natrolith überführt worden. Dieser flockige Natrolith setzt in länglichen Nestern in der Grundmasse des Basalts auf. Bei gekreuzten Nicols treten sehr schön die radialen, eisblumenähnlichen Formen der Natrolithkristalle hervor. Die Auslöschung erfolgt stets parallel zu diesen Radien. Die Kristalle erscheinen etwas getrübt, da sie von unzähligen Einschlüssen durchsetzt werden. Die winzigen langgestreckten Partikel sind gesetzmäßig zum flächenförmigen Bau der Kristalle angeordnet, und zwar in der Wachstumsrichtung.

Auf einem verhältnismäßig eng begrenzten Raum im Aufschluß des Teichelbergs kommt Natrolith auf scharfen, bis über 0,5 m langen Rissen vor, die einander vollkommen unregelmäßig schneiden. Die immer unter 1 mm Dicke bleibenden Risse sind von weißer Natrolithmasse ausgekleidet, so daß sie sehr gut aus dem dunkelgrauen Basalt abstechen. U. d. M. ist der scharfe Kontakt zum Basalt hin gut ausgeprägt. Das Natrolithband besteht aus vielen kleinen Einzelkristallen. Sie sind den oben beschriebenen in ihren Eigenschaften gleich. Daneben finden sich noch Phillipsitkristalle der Generation II, wie sie im nächsten Abschnitt näher beschrieben werden.

Der Natrolith tritt also nach dem vorliegenden Befund in 2 verschiedenen Generationen auf. Die erste in den Drusen schließt sich an die Augit- und Biotitbildung an. Man darf wohl für die Bildungszeit dieser Zeolithe den Beginn der hydrothermalen Phase annehmen. Die zweite Generation liegt zeitlich viel später. Die Temperatur war schon wesentlich niedriger als bei der Ausscheidung der ersten Generation. Der Basalt war bereits fest. Aufreißende Schwundrisse wurden von den letzten Natrolithlösungen ausgefüllt.

Phillipsit

Der zweite Zeolith, der ziemlich häufig im Basalt vorkommt, ist der Phillipsit. Er findet sich stets in Drusen und ist häufig mit Calcit vergesellschaftet. U. d. M. lassen sich zwei Modifikationen des Phillipsits auseinanderhalten.

Phillipsit I ist gekennzeichnet durch säulige Ausbildung parallel zur c-Achse (Taf. 39, Bild 1). Die nach oben sich etwas verbreiternden Prismen werden von der Fläche (011) abgeschlossen. Der Winkel zwischen dieser Fläche und der Prismenfläche beträgt 120° bis

122°. Die einzelnen Kristalle drängen sich meist zu dichten Büscheln und Rosetten zusammen. Sie stehen immer senkrecht auf der Drusenwand. Im Kontakt mit dem Phillipsit zeigt der Basalt verschiedene Umwandlungserscheinungen. Der gesamte Olivin in der Nähe der Phillipsitdrusen ist in Seladonit umgewandelt worden. Die Umwandlung nimmt jedoch mit der Entfernung von der Druse rasch ab. Der letzte Saum unmittelbar am Kontakt ist frei von Magnetit und Nephelin. Er besteht also nur aus Augit. Der Magnetit wird am Basaltrand dieses Saumes zu großen Körnern angereichert, die stets den gleichen Abstand vom Kontakt gegen die Druse aufweisen.

Der Phillipsit I zeigt sehr schön mehrere typische Ausscheidungsfolgen. Die erste Generation Ia bildet ein 0,1 mm breites Band aus radialen Kristallbündeln, die aus trüben Kolloidpolstern sich entwickeln. Kolloidale Interpositionen markieren auch die Grenze zwischen den Kristallen. In der Zone Ib überwiegt die kolloidale Substanz so stark, daß die Phillipsite im Schliff hier nur noch schwach durchschimmern. Manchmal scheint das Kolloid zu einer ebenfalls zeolithischen Phase mit körnigen Aggregaten umzu- stehen. Phillipsit Ic setzt noch in diesem kräftig getrübten Band auf und entwickelt 1 mm lange Prismen, die sich zu dichten Büscheln zusammendrängen.

Öfters wird bei dieser Ausbildung des Phillipsits erhöhte Symmetrie durch pseudokubische Durchkreuzungszwillinge angestrebt. Im Calcit, der auf das Phillipsitband folgt, stecken manchmal Einzelkristalle von Phillipsit Ic, die sich nach (011) durchkreuzen. Dadurch erlangen sie tetragonale Symmetrie. Diese tritt um so mehr hervor, je mehr die einspringenden Winkel ausgefüllt werden. Durch die vielfachen Zwillingsbildungen lassen sich die optischen Daten nur schwer festlegen. Der Auslöschungswinkel $Z : c$ wurde zu $22 - 23^\circ$ gemessen. Der optische Charakter des Phillipsits I ist eindeutig negativ.

Die zweite Ausbildung des Phillipsits tritt ebenfalls in der Nähe der Calcitdrusen auf. Dieser Phillipsit II setzte sich unmittelbar auf dem Basalt ab. Er ist vollkommen ungetrübt und zeigt keine Kristallform, doch ist seine Begrenzung stets geradlinig. Häufig berühren sich die einzelnen Kristalle unter Winkeln von 45° und 90° . Oft durchdringen sich die Kristalle gegenseitig vollkommen. Bei Schnitten senkrecht Z erfolgt die Auslöschung solcher Zwil-

linge fast gleichzeitig, die beiden Achsen X und Y sind also gegeneinander vertauscht. Der optische Charakter des Phillipsits II ist positiv. Der Achsenwinkel $2V$ ist verhältnismäßig hoch.

Tritt Phillipsit zusammen mit Natrolith in einer Druse auf, so bildet er stets ein Band zwischen dem Basalt und dem Natrolith. Er wurde demnach früher aus der Restlösung ausgeschieden als der Natrolith. Die an diese Drusen angrenzenden Randzonen des Basalts zeigen auf mehrere cm Tiefe den Olivin zu Seladonit zersetzt. Die Umwandlung ist um so kräftiger, je näher man der Druse kommt. Auffallend ist ferner die starke Zunahme der Biotitpseudomorphosen nach Augit. Die unregelmäßig zerlappten Gebilde zeichnen sich durch einen kräftigen Pleochroismus aus. Der Magnetit erfuhr nur in der unmittelbaren Nähe der Drusen eine Veränderung. Durch Sammelkristallisation entstanden Körner von der zehn- bis zwanzigfachen Größe der Körnchen aus der Grundmasse des Basalts. Der Nephelin allein ist unverändert. Die Veränderungen hängen mit der Anreicherung von leichtflüchtigen Bestandteilen in der Druse und ihrer Umgebung beim Ausklang der Erstarrung zusammen.

In solchen Drusen, in denen Natrolith und Phillipsit miteinander auftreten, beginnt der Phillipsit mit einem breiten Band am Außenrand. Es handelt sich um die Ausbildung II, wie sie oben beschrieben wurde. In die Phillipsitsubstanz sind säulenförmige Diopside eingebettet (Taf. 39, Bild 2), die sich aus der Grundmasse augit gebildet haben. Die bis zu 1 mm Größe erreichenden Säulen sind am Außenrand, wo sie zahlreicher auftreten, zunächst farblos und werden in weiterer Entfernung davon grünlich (Ägirindiopside). Sie sind von Querrissen durchsetzt und zeigen oft Zwillingsbildungen nach (100). Durch Wiederholung des Zwillingsgesetzes entsteht bei vielen Kristallen eine Mittellamelle. In der Phillipsitmasse stecken noch Apatitnadeln, die bedeutend größer sind als die Apatite im Nephelin des Basalts. Daneben finden sich noch ziemlich große Apatitkörner mit fast idealen sechseckigen Querschnitten. Der vollständig andersartige Habitus deutet darauf hin, daß der Apatit aus der Restlösung kristallisierte. Der Natrolith setzt erst in einiger Entfernung vom Kontakt auf der Phillipsitsubstanz auf und bildet gegen den freien Drusenraum die oben beschriebenen Prismen.

Calcit

Der Calcit bildet immer die jüngste Phase in der Kristallisationsfolge. Der Habitus des Calcits ist sehr verschieden, je nachdem ob er allein oder mit Zeolithen auskristallisierte. Ist nur Calcit in einer Druse vorhanden, so entstehen unmittelbar auf der Wand kreisrunde Rosetten, die einige mm im Durchmesser erreichen. Es lassen sich zwei Arten von Rosetten unterscheiden. Bei der einen Art steht die c-Achse senkrecht und fällt mit den anschließenden „Blättern“ der Rosette garbenförmig nach außen. Bei der anderen Art stehen die c-Achsen tangential zum Mittelpunkt. Die aufsitzenden Skalenoeder lagern sich ebenfalls tangential mit ihren c-Achsen an. Kommen in einer Druse neben Calcit noch Zeolithe vor, so scheiden sich bevorzugt Skalenoeder mit einer nach der c-Achse sehr langgestreckten Tracht ab. Solche Kristalle wurden bis zu mehreren cm Länge beobachtet. Meist tritt an den Spaltflächen eine feine Parallelstreifung auf, die auf lamellare Wiederholung des Zwillingsgesetzes nach dem stumpfen Rhomboeder ($01\bar{1}2$) zurückgeht. Als dritte Variation kommt noch häufig das Hauptrhomboeder vor, das sowohl mit als auch ohne Zeolithe auftritt. An ihm sind ebenfalls einfache Zwillingsbildungen festzustellen.

Sind in einer Druse neben dem Calcit noch Phillipsit und Natrolith vorhanden, so kleiden die Zeolithe stets die Wände aus (Taf. 40, Bild 1). In den Calcitdrusen kommt bisweilen Biotit in vereinzelt Kristallen vor. Lange, im Dünnschliff nadelartige Scheiter mit einem kräftigen Pleochroismus (X = graugelb; Z = dunkelbraun) ragen von der Wandung in die Druse vor. Diese Neubildungen zeigen das bekannte Irisieren der Biotite. Der Glimmer ist älter als die Zeolithe und der Calcit. Die Biotite schoben sich als wandständige Kristalle in den Hohlraum hinein und wurden, der Schwere folgend, nach unten umgeklappt und in dieser Stellung von Zeolith und Calcit umwachsen.

Es seien noch kurz seltene Bildungen in den Calcitdrusen erwähnt, die in ganz dünner Schicht die Calcitaggregate überziehen. Die Vermutung, daß es sich um ein Phosphatmineral handelt, wurde durch die positive Reaktion mit Ammoniummolybdat bestätigt.

„Magnalit“

Unabhängig und getrennt von den Zeolith- und Calcitdrusen kommt im Basalt des Teichelbergs noch eine weitere Neubildung

vor, die auch in den granitischen Einschlüssen zuweilen zu beobachten ist. Die plattigen oder schlauchartigen Formen werden mehrere cm groß. Sie sind von dichter, specksteinartiger Beschaffenheit und völlig homogen. Ihre Farbe geht von graugrün bis zu einem hellen Grau. Das Material ist sehr weich und zeigt muscheligen Bruch. Am Kontakt zum Basalt ist eine deutliche Umwandlungszone ausgebildet.

Im Mikroskop kann man die Umwandlungen im Grenzbereich gut beobachten. Die Olivine wurden auch hier zu Seladonit umgewandelt. Die eigentliche Grenze wird von einem Saum von Augitmikrolithen gebildet, in dem weder Magnetit noch Nephelin vorkommen. Häufig entstanden auch Biotitlappen, wie sie bereits an anderen Neubildungen beschrieben wurden. Die Schlauchfüllung besteht aus einem kryptokristallinen Gemenge mit schwacher Doppelbrechung (Taf. 40, Bild 2). Die Lichtbrechung ist deutlich niedriger als beim Einbettungsmittel (1,532). Oft läßt sich eine sphärolithische Struktur erkennen, wobei die einzelnen Aggregate aus dünnen Blättchen bestehen, die positiven Zonencharakter aufweisen. In der Substanz stecken manchmal Biotitleisten mit kräftigem Pleochroismus. Auch Augitkriställchen schwimmen bisweilen in der Masse und heben sich durch die höhere Lichtbrechung gut von ihr ab.

S. RICHARZ, der diese Bildung in vielen Basalten der Oberpfalz fand, schlug den Namen Magnalit vor. Eine chemische Analyse ergab neben Kieselsäure in der Hauptsache MgO und Al_2O_3 . Der Name wurde gewählt, „um so die wichtigsten Bestandteile auch im Namen zum Ausdruck zu bringen“. Das Mineral stammt „aus der thermalen Periode“ des Basalts.

4. Einschlüsse

Im Basalt des Teichelbergs finden sich sowohl basische wie saure Einschlüsse. Im Vergleich zur Gesamtgesteinsmasse machen sie jedoch nur einen verschwindend geringen Teil aus. Die Größe der Einschlüsse beträgt durchschnittlich nur einige cm. Ihre meist etwas abgeplatteten Formen sind mit ihren größten Schnittflächen in das Fließgefüge des Basalts eingepaßt. Dieser Regel folgen nicht nur die basischen Einschlüsse, sondern auch die sauren, wie an einzelnen allerdings seltenen Graniteinschlüssen sehr schön zu sehen ist.

Bei den basischen Einschlüssen handelt es sich im wesentlichen um Olivinknauern. Daneben kommen als große Seltenheit auch Pyroxeneinschlüsse vor.

Die Olivinknauern sind regellos im gesamten Basalt des Teichelbergs verstreut. Im Verband erscheinen die Knauern vollkommen frisch, während es bei Exemplaren an den Säulenflächen zu den schon beschriebenen Umwandlungen kommt. Im Handstück zeigen die Knauern körnige Beschaffenheit und die typische flaschengrüne Farbe. Die Formen sind unregelmäßig, manchmal auch gerundet. Vereinzelt sieht man in ihnen etwas dunklere Körner in gleichmäßiger Verteilung, die auf einen Pyroxen schließen lassen. Der Kontakt zum Basalt ist scharf ausgeprägt und läßt mit bloßem Auge keine Reaktionsvorgänge erkennen.

U. d. M. kann man jedoch einen deutlichen Reaktionssaum gegen den Basalt beobachten, der zwei verschiedene Zonen zeigt. Zunächst treten die Nepheline sehr stark zurück und eine leichte Zunahme des Magnetitgehalts macht sich im Basalt bemerkbar. In der unmittelbaren Kontaktzone sind alle Nepheline verschwunden und eine auffällige Anreicherung des Magnetits, besonders in kleinen Partikeln setzt ein. Die Olivineinsprenglinge des Basalts finden sich in den beiden Zonen in der normalen Verteilung. Der Reaktionshof um die Knauern ist 2 mm breit, wobei die innere magnetitreiche Zone etwa ein Drittel davon ausmacht. Vom Kontakt aus dringt die Grundmasse des basaltischen Magmas in langen schmalen Apophysen auf den Korngrenzen und auf den Rissen in die Olivine ein (Taf. 41, Bild 1). Sobald sich die Apophysen zu zangenartigen Bändern verbreitern, kommt es zu einer umfangreichen Korrosion der Olivine. Dabei wird Magnetit neu ausgeschieden, der an den stark korrodierten Rändern des Olivins haftet. Vor der eigentlichen Eindringungszone, die durch ein Magnetitband abgeschlossen wird, kommt es, infolge der thermischen Beeinflussung, zu einer Zerrüttung der Olivine. Die Olivinkörner werden durch die Einwirkung in einzelne Streifen aufgelöst, die um so schmaler werden, je näher sie am Kontakt sind. Schließlich zerfallen sie in zahllose kleine Partikel. Daß auch sie zum angrenzenden Olivinkorn gehörten, läßt sich aus der gemeinsamen Auslöschung aller Teilchen erkennen. Zwischen den Olivinaggregaten steckt häufig als Füllmasse ein Karbonat, das die typischen Interferenzfarben zeigt. Auch Glas kommt in der Grundmasse dieser aufgelösten Olivinzone vor.

Daneben findet sich noch, vor allem in den Randpartien dieses Bereichs, eine gelbliche Substanz. Sie erinnert in ihrer Konsistenz und auf Grund ihrer optischen Daten an Nephelin. Diese Substanz

dringt auf langen schmalen Bahnen, die den Spaltrissen entsprechen, in den noch kompakten Olivin ein und verdrängt ihn. Es entstehen dabei scharf begrenzte fast quadratische Formen, die durch niedrige Lichtbrechung deutlich hervortreten. Der im Schliiff jetzt vorliegende Mineralbestand ist jedoch bereits wieder pseudomorphosiert. Die kleinen „Quadrate“ zeigen alle eine „Naht“ entlang einer Diagonale. Auf dieser Naht stehen nach beiden Seiten parallelblättrige Aggregate senkrecht. Die glimmerähnliche Bildung ist vielleicht als „Gieseckit“ oder „Liebenerit“ zu deuten. Wegen des uneinheitlichen mineralischen Aufbaus lassen sich daher keine optischen Daten gewinnen. In der Mitte der „Quadrate“, an der diagonalen Trennungslinie, schied sich bisweilen ein Karbonat aus, das mit dem oben erwähnten übereinstimmt.

Die Olivinfelsknauern selbst bestehen aus einem Aggregat von verschiedenen Mineralien. Die unregelmäßig begrenzten, meist rundlichen Körner sind scharf gegeneinander abgesetzt. Die Struktur der Knauern ist xenomorph-körnig. Eine Gefügeregelung der einzelnen Bestandteile konnte nicht beobachtet werden. Nur in einem Schliiff ließ sich eine geringe Bevorzugung der Längserstreckung verschiedener Körner nachweisen, die jedoch weit entfernt ist von einer Schieferung, wie sie TH. ERNST (1936) in einem Melilithbasalt bei Hofgeismar beschrieb.

Der Olivin nimmt den weitaus größten Teil in den Knauern ein (Taf. 41, Bild 2). Er bildet die Matrix, in der die anderen Mineralien liegen. Die durchschnittliche Korngröße der Olivine beträgt 1,5 mm. Der Olivin macht einen kataklastischen Eindruck und ist von zahlreichen, unregelmäßig verlaufenden Rissen durchzogen. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind fast in jedem Korn anzutreffen. Schnurartig angeordnet durchziehen sie den Olivin auf langen Linien. In optischer Hinsicht gleicht er den oben beschriebenen Einsprenglingen. Der Achsenwinkel $2V$ wurde des öfteren zu 90° gemessen. Zuweilen zeigen bestimmte Körner Translationslamellen. Die Lage der Lamellen wechselt jedoch im Schliiff von Korn zu Korn, da die einzelnen Olivinkörner verschiedene Orientierung im Gesteinsraum besitzen.

Auf den Rissen im Olivin bildet sich gelbgrüner Serpentin pseudomorph nach Olivin (Taf. 42, Bild 1). Sobald diese Serpentinsehnüre eine gewisse Breite erreichen, scheidet sich genau auf der Mittellinie Chrysotil ab. Die hauchzarten Fäserchen des Chrysotilas-

bestes stehen senkrecht auf der Längsrichtung der Schnüre. G. FISCHER (1938) berichtet von ähnlichen Erscheinungen an Olivinen in einem Serpentinzug des Bayerischen Waldes. „Eine Substanzänderung von Olivin in Serpentin“ bildet die Voraussetzung für die Entstehung von Mikrochrysotiladern im Netzwerk des neugebildeten Serpentin.

Ziemlich häufig treten neben dem Olivin Pyroxene auf. Es handelt sich in der Hauptsache um Enstatit. In Schnitten senkrecht zur c-Achse wurde der Achsenwinkel $2V_z$ zu 82° bestimmt, der Enstatit enthält also 8 Mol% Fe SiO_3 . Durch die deutliche Spaltbarkeit nach (110) und das kräftige Relief hebt er sich gut vom Olivin ab. Auch seine Körner sind unregelmäßig begrenzt; sie sind nur etwa halb so groß wie die Olivine. Der Enstatit ist farblos. Zonarer Aufbau um einen Mg-reichen Kern, wie er für die Orthopyroxene in Ergußgesteinen typisch ist, konnte nicht beobachtet werden.

Auch ein monokliner Pyroxen kommt vor, nämlich Diopsid. Die Spaltbarkeit nach (110) ist deutlich und sein Auslöschungswinkel $Z : c$ liegt bei ungefähr 40° . Die Kristalle zeigen keinen Pleochroismus. Der Winkel $2V_z$ schwankt um 60° . Die meisten Diopside sind farblos, nur ganz wenige zeigen einen leichten grünen Schimmer, der auf einen kleinen Fe-Gehalt zurückzuführen ist. Besonders charakteristisch für den Diopsid sind die zahllosen Glaseinschlüsse, die vor allem an den Rändern auftreten. Jedes Diopsidkorn wird von einem Gürtel eingefasst, der aus winzigen braunen Glaspünktchen besteht. Der Kern der Diopside dagegen ist frei von Glas. Das Glas ist also auf die Anschmelzung durch den Basalt zurückzuführen. Es kommt mitunter auch zu weitergehender Verglasung des Diopsids unter Ausscheidung von Magnetitkristallen. Die Diopside führen offenbar auch etwas Chrom, denn bei der Zersetzung entstehen hellbraune Kristalle von Picotit.

Daneben kommt noch ziemlich häufig primärer Chromit vor. Er erscheint im Dünnschliff in abgerundeten, lappigen Körnern zwischen und in den übrigen Kristallen. Seine Farbe ist einheitlich tiefbraun. Die Größe der einzelnen Körner beträgt bis zu 1 mm. Aus dem Material eines Olivineinschlusses ließen sich Chromitkörner isolieren. Der Chromgehalt konnte dann auf chemischem Weg durch Oxydationsschmelze nachgewiesen werden. Liegen zufällig Chromitkörner im Bereich der Apophysen, so werden auch sie an

den Rändern angegriffen. Es tritt eine Reaktion ein, bei der ein Teil des Chromits weggelöst wird. Dieser in Lösung gegangene Chromgehalt findet sich zum Teil in einem konzentrischen Streifen um die Chromitkörner herum als winzige Picotitkriställchen, die stets gut ausgebildete Oktaeder zeigen. Der Reaktionssaum am Chromit selbst wird von einem dichten, wirren Gemenge von Picotitkörnchen gebildet, die am Rande gelb bis hell bräunlich durchsichtig erscheinen. Ein Chromitkorn, das nur zum Teil in die Apophyse hineinragt, zeigt nur dort den Picotitsaum, während die übrige Korngrenze keine Veränderungen aufweist.

Eine Integration dieser Olivinknauern, bei der die drei Hauptbestandteile Olivin, Pyroxen und Chromit erfaßt wurden, ergab folgende Werte in Gewichtsprozent:

Olivin	65,0%	Pyroxen	31,9%	Chromit	3,1%
--------	-------	---------	-------	---------	------

Der Pyroxen ist vorwiegend Enstatit. Hervorzuheben ist der hohe Chromitanteil. Der Chromgehalt erfuhr eine fast zehnfache Anreicherung gegenüber den ultrabasischen Olivingesteinen. (H. SCHNEIDERHÖHN, Erzlagerstätten 1955).

Die Frage nach der Herkunft der Olivinknollen ist nicht nur für die Entwicklungsgeschichte des Basaltmagmas vom Teichelberg, sondern auch allgemein für die Genese von Ergußgesteinen von großer Bedeutung. Die Olivinknollen geben ja wichtige Hinweise über die magmatischen Vorgänge innerhalb der Erdkruste. Dieses Problem, das deshalb schon seit hundert Jahren diskutiert wird, wurde erst in jüngerer Zeit von verschiedenen Autoren erneut bearbeitet. Zu den beiden klassischen Ansichten, daß die Olivinknollen erstens Bildungen des gleichen Magmas oder zweitens Bruchstücke von Fremdgestein seien, kam in jüngster Zeit noch eine weitere, daß nämlich die Olivinaggregate Reaktionsprodukte dolomitischer oder anderer MgO-haltiger Sedimente seien. Diese drei Theorien sollen nun kurz einander gegenübergestellt und ihre Anwendbarkeit auf die Olivineinschlüsse am Teichelberg geprüft werden.

K. P. CHUDOKA und J. FRECHEN vertreten 1941 die Auffassung, daß die Olivinknollen Primärausscheidungen des umschließenden Magmatits seien. Die Einschlüsse sind hiernach Bildungen des basaltischen Tiefenherdes. Sie führen dafür folgende Gründe an: Die Einschlüsse lassen Anzeichen eines Differenzierungsvorganges erkennen; sie fügen sich nach Chemismus und Menge genau in die

Differentiationslinien des Magmas ein, in dem sie vorkommen; die Mineralbildungen der Einschlüsse können mit denen in Parallele gesetzt werden, die sicher im basaltischen Magma entstanden sind. Die Formen und das Gefüge der Einschlüsse sind mit einer endogenen Bildung durchaus vereinbar. Die Zusammenlagerung der Olivinkristalle wird als magmatisches Agglomeratgefüge bezeichnet und erfolgte nach den größten Flächen. Es entstand so ein deutliches Parallelgefüge.

TH. ERNST (1935), der die Knollen als Bruchstücke von Fremdgestein ansieht, führt als Beweise hierfür an: Die Ähnlichkeit mit lherzolithischen Gesteinen ist auffallend, besonders die geringe Variationsbreite der Knollen auch in sehr unterschiedlichen Gesteinen. Aus der Gefügeregelung und Schieferung der Knollen leitet er eine orogenetische Beanspruchung ab. Auf mechanische Beanspruchung weisen auch die Translationerscheinungen hin. Die örtliche Beschränkung der Knollen auf gewisse Basalte wird ebenso wie die Umwandlungerscheinungen der Pyroxene durch das basaltische Magma als Stütze für die exogene Natur der Olivinknollen herangezogen.

Schließlich sei noch die dritte Theorie kurz angeführt, die von W. WEISKIRCHNER (1952) entwickelt wurde. Er hat durch das Experiment gezeigt, daß bei Berührung der basaltischen Schmelze mit dolomitischen oder auch nur MgO-haltigen Sedimenten die Bildung von Mg- und Fe-Silikaten wahrscheinlich ist. In den Olivinaggregaten wurden von ihm CO₂ und Calciteinschlüsse gefunden. Seine Olivine zeigen nur gegen den Basalt hin idiomorphe Begrenzung, nicht aber innerhalb der Aggregate. Zudem führt er noch an, daß die einschlußreichsten Basalte auch die basischsten seien.

Wenn man die Eigenschaften der Olivinknollen vom Teichelberg mit den hier angeführten Argumenten vergleicht, so ergeben sich folgende Gesichtspunkte: Für die Annahme, daß es sich um Reaktionsprodukte dolomitischer Sedimente handelt, liegen keine Hinweise vor. Die Olivinknollen führen weder CO₂- noch Calciteinschlüsse. Die Begrenzung der Olivine gegen den Basalt hin ist nirgends idiomorph, sondern ähnlich wie im Inneren der Knollen. Ob man auf Grund von 10 Basaltanalysen (WEISKIRCHNER) schließen darf, daß die einschlußreichsten Basalte auch die basischsten sind, ist fraglich.

Gegen die Theorie der Olivinknollen als Primärausscheidungen sind eine Reihe von Argumenten anzuführen, die eine solche Ableitung zweifelhaft erscheinen lassen. Die Bildung der Olivinaggregate soll durch Zusammenlagern von Olivineinsprenglingen erfolgen. Die Olivine in den Knollen sind aber ohne weiteres von den Olivineinsprenglingen des Nephelinites zu unterscheiden. Merkwürdig ist auch, daß sich so viele Einsprenglinge der Zusammenballung entzogen. Woher eigentlich die Enstatite in den Aggregaten stammen, die im Basalt nicht vorkommen, ist ebenfalls ungeklärt. Im gesamten Aufschlußbereich wurde nie ein Zusammenlagern von Einsprenglingen beobachtet. Wir sollten erwarten, daß die Knollen nicht aus einem Kristallaggregat aus Olivin, Enstatit und Chromit bestehen, sondern aus einem lockerem Haufwerk dieser Mineralien, in den Interstitien verkittet durch ein „Zement“ von Basalt, wenn die Vorstellung von CHUDOBÄ und FRECHEN zuträfe. Nach Prof. FISCHER ließe sich dieses Problem klären, wenn man nachweisen könnte, daß nicht nur eine Parallelstellung der größten Ebenen vorliegt. Bei Zusammenballungen im Magma könnten nur entweder zentrisch-symmetrische Regeln auftreten oder allenfalls wirtelig-symmetrische, wenn der Schwerevektor mit abgebildet ist. Leiten sich dagegen die Gefüge von mechanisch beanspruchten, durchbewegten kristallinen Schiefen ultrabasischer Zusammensetzung ab, dann ist zu erwarten, daß uns sowohl S- wie B-Tektonite mit charakteristischen Symmetriepänen begegnen. Leider ist das Korngefüge unserer Olivineinschlüsse so grob und die Größe der Knollen so bescheiden, daß an eine Gefügebrauchung nicht gedacht werden kann.

Gegen die Auffassung, daß es sich um Bruchstücke von Fremdmaterial handelt, wurden schon früher von mehreren Autoren gewisse Abweichungen von der Beschaffenheit des Lherzolites angeführt. Dem hält TH. ERNST mit Recht entgegen, daß nicht die Abweichung, sondern die Ähnlichkeit der Knollen mit lherzolithischen Gesteinen verwunderlich erscheinen muß, wenn man die geringe Schwankungsbreite der Knollen gegenüber jener der verschiedenen Gesteine in Betracht zieht, in denen Olivinknollen zu finden sind: in Phonolithen, in Feldspat-, Nephelin- und Melilithbasalten und schließlich auch in Limburgiten. Die Beschränkung der Olivinknollen auf diese eben aufgezählte Gesteinsgesellschaft ist dagegen verständlich, denn im allgemeinen werden die Herde der sialischen

Eruptiva höher liegen als die peridotitischen Massen des Sima. Wenn solche Peridotite tektonisch so hoch hinaufgerückt sind, daß sie als Schollen in sialische Schmelzen geraten können, dann werden sie durch die sauren Schmelzen so stark angegriffen und umgewandelt, daß sie unkenntlich werden. Wenn auch die Plättung der Olivine in „S“ und die sporadischen Translationslamellen noch keine genügenden Beweise für eine „orogenetische“ Durcharbeitung unserer Olivinknollen bilden, so sprechen sie doch im Verein mit der Kataklase der Olivine und den von außen in die Knollen eingreifenden Anschmelzungen dafür, daß die Knollen eher als „Fremdgesteine“ und nicht als „endogene Ausscheidungen“ des Teichelberger Olivinnephelinites zu deuten sind.

Bei der Mineralisation dieser Olivinfelseinschlüsse ist vor allem das Vorkommen von Orthopyroxenen merkwürdig. Das Existenzgebiet der rhombischen Pyroxene ist bekanntlich nach oben abgegrenzt durch eine Umwandlungsfläche. Oberhalb dieser Fläche existieren nur Klinoenstatite usw. Das Nebeneinander-Vorkommen von Enstatit und Diopsid in den Knollen zeigt mit aller Deutlichkeit, daß die Kristallisation nicht im Bereich des Feldes der Magnesiumdiopside, sondern in jenem der getrennten Phasen des rhombischen Enstatits und des monoklinen Diopsids statthatte. Damit kann man ein gewisses oberes Grenzdatum für die Temperatur des Magmas in diesem Fall gewinnen. Ein weiteres Datum scheint die beginnende Verglasung des Diopsids zu liefern.

Einen weiteren charakteristischen Zug der Olivinknollen gegenüber dem Olivinnephelinit bildet die Chromanreicherung in den Knollen. Wenn das basaltische Magma in einem frühen Stadium seiner Kristallisationsgeschichte bereits an FeCr_2O_4 übersättigt war, sollte man annehmen, daß sich dann Chromitkörner auch einzeln im Schliff verstreut fänden, was nicht der Fall ist. Im ganzen gesehen spricht also mehr dafür, die Knollen als Fremdeinschlüsse aufzufassen und nicht als Frühausscheidungen aus dem basaltischen Magma des Teichelbergs.

Im Basalt vom Teichelberg kommen neben den basischen auch saure Einschlüsse vor. In der Hauptsache handelt es sich um Granit, da ja grobkörniger Granit den Basalt unterlagert. Von diesem Granit wurden einzelne Bruchstücke bei der Eruption mit emporgerissen. Sie sind nicht sehr häufig und ihre Größe beträgt nur einige cm. Die Farbe dieser Bruchstücke ist gelblich-weiß mit einzelnen

dunkleren Flecken. Im angewitterten Zustand lassen sich die Quarz- und Feldspatanteile gut erkennen. Die hellgrauen Quarze haben noch ihren typischen glasigen Glanz, während bei den Feldspäten oftmals Spaltflächen aufleuchten. Der ehemalige Glimmer ist verschwunden.

U. d. M. zeigen die Einschlüsse eine große Mannigfaltigkeit. Besonders aufschlußreich ist natürlich vor allem der Kontakt. Es lassen sich im Basalt bei Annäherung an den Einschuß zwei Zonen unterscheiden, von denen die äußere auch schon mit bloßem Auge wahrzunehmen ist. In einem mehrere mm breiten Streifen sind alle Olivine in grünen Seladonit umgewandelt. Manchmal läßt sich auch eine deutliche Zunahme der zu Seladonit gewordenen Olivin-substanz in dieser Zone feststellen. Sie stammt wohl aus der anschließenden Zone, die fast vollkommen frei davon ist. Diese zweite, etwa ebenso breite Zone besteht hauptsächlich aus einem Gemenge von Augitmikrolithen. Dazwischen sind winzige Magnetitkörnchen eingestreut. Die Augitstäbchen erreichen hier fast die dreifache Größe der üblichen Augite der Grundmasse. In dieser Zone kristallisierte der Magnetit um und es entstanden Oktaeder bis zu 0,1 mm Durchmesser. Daneben hat sich auch sehr viel hellbraun getrübbte Glasmasse gebildet. Die äußere olivinreiche Zone ist verständlich als das Ergebnis des Wärmeverlustes während der Aufheizung des Einschlusses. Die innere Zone dagegen ist bereits ein Mischprodukt zwischen Basalt und Granit.

Von den Mineralien der Einschlüsse scheint der Quarz die geringsten Umwandlungen erfahren zu haben. Er zeigt in allen Einschlüssen die gleichen Merkmale. Durch die starke thermische Einwirkung bei der Einbettung der Granitbruchstücke in den Schmelzfluß (α/β -Umwandlung) zersprang er in viele Einzelstücke (Taf. 42, Bild 2). Daß die einzelnen, ziemlich scharfkantigen Bruchstücke auch zusammengehören, zeigt die gemeinsame Auslöschung. Die haarfeinen Risse erweitern sich manchmal beträchtlich bis zu kleinen Klüften, die durch braunes Glas gefüllt sind. Es kommt vor, daß in dieser Glasmasse noch kleinere Quarzsplitter schwimmen. Eine geringe Doppelbrechung dieses Glases rührt von inneren Spannungen her. Die thermische Einwirkung ging manchmal so weit, daß der Quarz auf bestimmten Schwächezonen in viele kleine Einzelkörner zerlegt wurde, die erst bei gekreuzten Nicols durch die verschiedenartige Auslöschung erkannt werden. Vielfach zeigen die

Ränder der Quarzkristalle Anschmelzungserscheinungen unter Ausscheidung von Glas. Die Quarzkörner selbst sind übersät mit winzigen Glaseinschlüssen.

Komplizierter verlief die Umbildung der Feldspäte in den Einschlüssen. Der „Orthoklas“ erscheint immer in Großkristallen von mehreren cm Länge, wie sie im Kristallgranit vorliegen. Der Nephelinit vom Teichelberg wird also auch von Kristallgranit unterlagert, der weiter westlich zu Tage ansteht. Plagioklas dagegen ist nicht so häufig. Seine kleinen Körner zeigen stets die bekannten Zwillingsbildungen.

Der „Orthoklas“ hat unter dem Mikroskop ein rauhes, rissiges Aussehen und ist meist etwas getrübt. Diese Eigenschaft wird durch zahllose winzige Glaseinschlüsse verursacht. Sie haben eine etwas längliche Form und liegen annähernd parallel zu den Spaltrissen, die die Kristalle nach P (001) durchziehen. Die Risse wurden zum Teil wieder von einer bräunlichen Glassubstanz ausgefüllt. Es ist wohl anzunehmen, daß das Glas in situ gebildet wurde, d. h., daß die Temperatur hoch genug war, um mit der Einschmelzung des Feldspatanteils zu beginnen. Erweitern sich die Risse, so bilden die Glasstrukturen Strömungsbilder ab. Das Glas ist also auf diesen Bahnen, über kurze Strecken wenigstens, gewandert. Die schwache Doppelbrechung, die man in den Rissen öfters beobachtet, ist möglicherweise auf innere Spannungen zurückzuführen. Auch die Optik wurde durch diese kräftigen thermischen Einflüsse verändert. Der negative Achsenwinkel mißt nur wenige Grad. Die spitze Bisektix liegt nahe bei der a-Achse. Der Winkel $X : a$ ist ganz gering. Der Kalifeldspat zeigt hier also die Hochtemperaturoptik des „Sanidins“.

Sehr bezeichnend für den ehemaligen Orthoklas sind die Perthitstrukturen, die ihn durchziehen. Zum Teil sind diese Perthitschnüre allerdings wieder von Kalifeldspat homogenisiert worden. Die größeren Perthitstrukturen rekristallisierten am Orthoklaskontakt unter Ausscheidung von zahllosen, parallel angeordneten Na-Sanidinstäbchen (Taf. 43, Bild 1). Die Stäbchen stehen optisch im Zusammenhang mit dem K-Sanidin. Die neugebildeten Sanidinkristalle haben in allen diesen Strukturen die gleiche Richtung und schließen mit den oben erwähnten Rissen nach (001) einen Winkel von 61° ein. Das bereits vorher gebildete Glas ordnete sich bei der Rekristallisation zu langen Streifen zwischen den Sani-

dinstäbchen an. Sobald sich die ehemaligen Perthitschnüre etwas verbreitern, kommt es zu einer fächerförmigen Anordnung der Na-Sanidine. Es entstehen dann strahlige und büschelförmige Aggregate. Daneben schließt der K-Sanidin noch zahlreiche, regellos verstreute Plagioklaskristalle ein, sowie Plagioklasnester, in denen verschieden orientierte und nach dem Albitgesetz verzwilligte Individuen liegen (Taf. 43, Bild 2). Die Nester zeigen „ophitische Struktur“. Sie senden manchmal Apophysen in den K-Sanidin hinein. Die Kalifeldspäte führen ferner Apatit in winzigen Nadelchen und ab und zu auch kleinere Kristalle mit sechseckigem Querschnitt.

In bedeutend geringerer Menge kommt Plagioklas extern in den Graniteinschlüssen vor. In einiger Entfernung vom Kontakt ist der Kern dieser Kristalle noch ziemlich frisch. Die Plagioklase zeigen hier gut ausgebildete Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Es handelt sich um basische Oligoklase und saure Andesine. Die Anschmelzung der Plagioklase ist in der Nähe des Außenrandes weiter fortgeschritten als bei den Orthoklasen. Die großen Kristalle wurden in kleinere zerlegt. Jedes Korn ist von einem Hof umgeben, in dem die Zwillingslamellen verschwunden sind. Die Lichtbrechung dieses Hofes ist bedeutend niedriger als im alten Plagioklas. Es hat sich hier Sanidin neugebildet, der die gleichen Strukturen aufweist, wie sie oben beim Orthoklas beschrieben wurden. Es scheint also wohl in diesem Fall bereits eine Diffusion von Natrium aus dem Nephelinit in den Graniteinschluß hinein eine gewisse Rolle zu spielen. Die Bildung von Glas erfolgt gleichzeitig mit der Sanidinbildung (Taf. 44, Bild 1).

Unmittelbar an der inneren Kontaktzone zwischen Granit und Basalt erfuhren die Plagioklase natürlich die stärksten Veränderungen. Manchmal kann der Plagioklas nur noch durch die braun verglasten inneren Partien der ehemaligen Kristalle erkannt werden. Die Plagioklassubstanz selbst wurde größtenteils in Sanidin umgewandelt. Dieser dringt in die lockere Augitzone des Basalts ein, so daß die Augitmikrolithen im Sanidin schwimmen. Sehr bezeichnend sind für den Sanidin bei Schnitten nach der Symmetrieebene die vielen parallelen Risse nach (001). Die Lichtbrechung n_z beträgt 1,531; es liegt also ein natronreicher Sanidin vor. Der unmittelbar daneben vorkommende K-Sanidin hat nur einen eben noch wahrnehmbaren höheren Wert. Der negative Achsenwinkel $2V_x$ mißt nur einige Grad. Die Sanidinkristalle schließen oft

schlanke Nadeln von Sillimanit ein, deren Enden in haarfeinen Spitzen auslaufen. Gegen den Basaltkontakt hin treten diese Sillimanitnadeln häufiger auf. Die Frage, ob hier etwa Mullit vorliegt, konnte nicht geklärt werden, da sich die winzigen Nadeln nicht isolieren lassen. Bei der Zersetzung des Plagioklases entstand als weitere Neubildung Natrolith. Er ist stets an die unmittelbare Kontaktzone gebunden.

Die Glimmerminerale des ehemaligen Granits sind vollständig verschwunden. Doch sind noch Spuren vorhanden, die wohl eindeutig auf den Glimmer zurückgehen. In manchen Schliffen kommen nämlich abgerundete opake Fe-Erzkörner vor. Die Anordnung dieser Erzkörner verrät die ehemaligen Gimmerscheiter.

Neben diesen großen Erzkörnern kommen vereinzelt noch Rutil und Anatas vor (Taf. 44, Bild 2). Der Rutil bildet kurzsäulige Prismen oder rundliche Körner von gelb-brauner Farbe. Stets sind die Kriställchen zu dichten Aggregaten zusammengeballt. Bei den dicksäuligen Prismen sind zuweilen einfache knieförmige Zwillinge nach (010) zu beobachten. Zugleich mit dem Rutil tritt Anatas auf, oft unmittelbar neben ihm, aber auch im Schliff verstreut. Die intensiv blau-grünen Kristalle sind gedrunken und zeigen nach (111) deutliche Spaltbarkeit. Alle Kristalle weisen einen kräftigen Pleochroismus auf: E = dunkelgrün bis blaugrün, O = grün-gelb bis hellbraun. In manchen Einschlüssen findet sich ziemlich häufig Pyrit. Die 0,03 mm kleinen, idiomorphen Kristalle zeigen gut ausgebildete oktaedrische Formen. Im Auflicht reflektieren die Oktaederflächen goldgelb glänzend. Magnetit ist dagegen viel seltener zu sehen.

Manchmal kommen in leistenförmigen Plagioklaskristallen Spinelle vor. Sie sind idiomorph begrenzt und im Dünnschliff grünlich durchscheinend. Es handelt sich vermutlich um Pleonast. Die Körnchen sind 0,01 mm groß und meist zu schlierenförmigen Aggregaten zusammengefaßt. Man darf diese Spinelle wohl von den Biotiten des ehemaligen Granits herleiten.

In der Randzone der Einschlüsse bildete sich neben dem Sanidin öfters ein stark lichtbrechendes grünes Mineral mit kräftigem Pleochroismus. Die langgestreckten, stengeligen Säulen scharen sich gern zu einem lockeren Haufwerk zusammen. Der Pleochroismus der Kristalle ist: X = flaschengrün, Z = hellgrünlich-gelb. Die

Auslöschungsschiefe $Z : c$ in Schnitten parallel (010) beträgt nur einige Grad. Ohne Zweifel handelt es sich um Ägirin, dessen Fe-Gehalt aus dem Biotit des Granits stammt.

Selten tritt noch eine Hornblende auf, die manchmal sechseckige Querschnitte aufweist. Die prismatische Spaltbarkeit wurde zu $124,7^\circ$ gemessen. Die Hornblende schließt sich fast immer an den Ägirin an. Der Pleochroismus zeigt: X = rötlich-grau, Y = braunrot bis violett und Z = schmutzig gelb-grünlich. Diese Absorption senkrecht zur Haupterstreckung ist abweichend von den übrigen Amphibolen. In Schnitten parallel (010) konnte eine mittlere Auslöschung $Z : c$ von 35° gemessen werden. Der Charakter der Hauptzone ist positiv, während der optische Charakter des Minerals negativ ist. Der Achsenwinkel $2V_x$ ist niedrig. Nach diesen Daten haben wir es hier mit Katophorit zu tun. Warum diese natron- und eisenreiche Hornblende stets mit Ägirin vergesellschaftet ist, konnte bei der Untersuchung eines Schliffes geklärt werden. Es zeigte sich nämlich, daß der Ägirin von der jüngeren Alkalihornblende verdrängt und pseudomorphosiert wird. Die Verdrängung erfolgte so, daß oft noch Relikte des Ägirins an der neugebildeten Hornblende kleben. Die natronreichen Ägirine bezogen ihren Na-Gehalt aus der basaltischen Schmelze, die reich an Alkalien ist. Sie beweisen die Zuwanderung von Na aus dem Magma in die Randzone der Einschlüsse. Vielleicht geht das Fehlen des Nephelins in der Basaltgrenzzone, der sonst fast 90% des Na_2O bindet, auf diese Natronabgabe zurück.

Die Sanidine, Ägirine und Katophorite zeigen eine klare Parallele zu den Vorgängen der Sanidinitbildung im Laacher See-Gebiet (BRAUNS) und der Fenitisierung sialischer Gesteine durch zuwanderndes Alkali (BRÖGGER). Natürlich ist in diesen Granitbrocken der Vorgang nur eingeleitet, nicht zu Ende geführt. Aber man sieht bereits sehr wohl, daß die Tendenz zur Auflösung und Beseitigung der freien Kieselsäure besteht, des Ersatzes der getrennten Feldspäte durch einheitlichen Sanidin, der Biotite durch Ägirin. Noch sind die Feldspäte nicht zu Nephelin abgebaut worden, weil ja die Aufzehrung der freien Kieselsäure ebenfalls noch nicht zu Ende geführt werden konnte. Der Granit zeigt gegenwärtig hier die Tendenz, in einen Ägirin-Syenit umgewandelt zu werden. Bei längerer Dauer der Einwirkung würde er in einen Ägirin-Foyait verwandelt werden.

Viel seltener als granitische Einschlüsse sind Tuffeinschlüsse im Basalt anzutreffen. Im ganzen Aufschluß konnte nur ein einziger mehrere em großer Tuffeinschluß gefunden werden. Im Handstück sieht man eine schmutzig braune, etwas körnige Masse, in der öfters dunkelgrüne Punkte stecken. An den Rändern, gegen den Basalt hin, hat sich eine weiße Zone gebildet, die den Einschluß vollständig umgibt und auch ins Innere netzartig vordringt. Auch im Basalt entstand ein deutlicher Reaktionssaum, der schwach grünliche Farben zeigt, im Gegensatz zum Grauschwarz des Basalts.

U. d. M. zeigt sich, daß die grüne Farbe im Reaktionssaum des Basalts vom Seladonit herrührt, zu dem der Olivin umgewandelt wurde. Der Augit schirmt als breites Band von tausenden Mikrolithen den Einschluß gegen den Basalt ab. Der Nephelin ist vollständig durch Natrolith ersetzt. In der Kontaktzone selbst entstanden sehr viele Augitkristalle, die durch ihre hohe Lichtbrechung kräftig hervortreten (Taf. 45, Bild 1). Manchmal zeigen sie auch Zonarbau. Die oben erwähnte weiße Zone besteht in der Hauptsache aus Natrolith in Form von Rosetten und büschelförmigen Aggregaten. Zum andern Teil besteht sie aus Sanidin, der sich hier leistenförmig oder auch in Scheitern gegenseitig durchdringt. Werden die Sanidinkristalle größer, so beherbergen sie auch in diesen Einschlüssen wieder zahlreiche Sillimanitnadeln.

Der Einschluß besteht aus einer braunen Glasmasse, in der noch häufig Sanidinkristalle stecken. In diese Masse sind Calcitindividen eingestreut, die in bestimmten Schlifften mehrere mm Größe erreichen. Es lassen sich zwei Generationen unterscheiden, nämlich eine dichte, etwas graue, kryptokristalline und eine helle, die sich aus Rhomboedern zusammensetzt. Vergesellschaftet mit dem Calcit ist das grünliche gelartige Mineral, das oben als Magnalit erwähnt wurde. In den Einschluß sind außerdem noch zahlreiche grüne Ägirinkristalle eingestreut, die meist einen schönen Zonarbau aufweisen. Die bei den Graniteinschlüssen beschriebene Hornblende kommt hier nicht vor.

Außer den hydrothermalen Calcitaggregaten in Zeolithdrusen finden sich im Basalt karbonatische Putzen, die anderer Entstehung sein müssen. Sie bestehen aus reinem Calcit, der mit glatter, wie abgeschmolzener Oberfläche tropfenartige Gestalt besitzt. Der Calcit wird ummantelt von einem Kontakthof aus Augit, der als Reaktionsrand zwischen dem Karbonatit und dem Basalt aufge-

faßt werden kann. Ich komme so zu der Auffassung, daß diese Karbonat-Körper echte Einschlüsse, nicht etwa Sekretionen in Hohlräumen sind.

Wie schon erwähnt, wird der Teichelberger Basalt von groben Graniten unterlagert, deren Mächtigkeit unbekannt, sicher aber bedeutend ist. Unter dem Granit könnte vielleicht eine Fortsetzung der „Arzberger Serie“ mit dem Wunsiedler Marmor vermutet werden. Also wäre eine Ableitung der Karbonatkörner aus diesen Kalen vielleicht nicht ausgeschlossen. In diesem Falle bietet sich die Möglichkeit, den besonderen Charakter des Teichelberger Olivinnephelinit mit der Resorption von Kalk in der Tiefe in Verbindung zu bringen, wie dies R. DALY als einen der Wege zur Entstehung starker Alkalimagmen hervorgehoben hat. Die Assimilation müßte dann allerdings ziemlich vollkommen und gleichmäßig erfolgt sein, da im Olivinnephelinit nur noch wenige Putzen vorhanden sind.

Die Einschlüsse sind nur einige mm groß und von einer hellen, etwas gelblich schimmernden Farbe, in dünnen Splittern durchscheinend. Die Form ist ellipsoidisch; immer sind die Begrenzungsflächen abgerundet. Um den Einschluß herum liegt ein etwa 0,5 mm breiter Saum von dunkelgrüner Farbe. Der vollkommen dicht erscheinende Saum schirmt den Einschluß gegen den Basalt hin ab (Taf. 45, Bild 2). In kalter verdünnter Salzsäure brausen die Einschlüsse stark auf. Wie die MEIGEN'sche Probe ergab, liegt kein Aragonit vor.

U. d. M. kann man zwei Kontaktbereiche unterscheiden. Der erste, der zum Basalt gehört, wird an manchen Stellen bis zu 2 mm breit und unterscheidet sich von den Kontaktzonen der übrigen, oben beschriebenen Einschlüsse grundlegend. Der Basalt macht einen stark aufgelockerten Eindruck. Das ist vor allem auf die Einlagerung von Calcit in die Grundmasse des Basalts zurückzuführen. Der Calcit stammt aus den Einschlüssen, wie aus bahnenartigen Strömungsbildern, in denen er angereichert wurde, hervorgeht. Er bildet innerhalb der Grundmasse nesterförmige Zwickel, sogenannte Füllmasse und übernimmt damit die Rolle des Nephelins. Die Gemengteile des Basalts erlitten mannigfaltige Umwandlungen. Eigenartigerweise wurde der Olivin jedoch davon nicht betroffen. Er ist hier vollkommen frisch. Das sonst dichte Gewirre der Augitmikrolithen ist wesentlich lockerer. Vielfach schwimmen einzelne Mikrolithen in der Calcitmasse oder ragen vom Rande aus in sie

hinein. Der Magnetit rekristallisierte zu großen Oktaedern, die die fünffache Größe der Magnetitkörner der Grundmasse erreichen. Scharfe Begrenzungsflächen sind typisch für ihn. Auch der Nephelin zeigt Rekristallisationen, und zwar setzt er gegenüber dem Calcit seine Idiomorphie durch. Sehr häufig sind die Flächen (10 $\bar{1}$ 0) und daneben auch (0001). Der Apatit stößt in langen Nadeln aus dem Nephelin, in dem er ursprünglich steckt, in die Calcitsubstanz vor und wird von ihm umschlossen. In diesem Bereich tritt noch häufig Biotit in Form lappenförmiger Blättchen auf.

Aus diesem Befund läßt sich entnehmen, daß der herrschende Druck groß genug war, um eine Dissoziation des Calcits zu verhindern. Man kann aus diesem Verhalten wohl folgern, daß die Temperatur zur Zeit der Einbettung den Schmelzpunkt des Calcits nicht erreicht hat, da er ja sonst assimiliert worden wäre. Daß der Einschluß auch noch die Eruption mit der gewaltigen Druckentlastung überdauert hat, nimmt besonders wunder. Vielleicht war er damals bereits von der Reaktionsrinde umpanzert.

Der innere Kontaktbereich besteht aus zwei verschiedenen Zonen (Taf. 46, Bild 1). Unmittelbar an das Augitmikrolithengewebe der aufgelockerten äußeren Zone schließt sich eine Palisade von einander parallelen Augitkristallen an. Die neugebildeten Augite wachsen aus dem Gewebe heraus und ragen mit dem freien Ende nach innen. Ab und zu liegen auch vor der Palisade vollkommen ausgebildete Kristalle. Sie sind stets farblos. An Schnitten parallel (010) mit Spaltrissen, die gegen die Fläche ($\bar{1}$ 00) einen Winkel von 106° einschließen, beträgt die Auslöschungsschiefe $Z : c$ etwa 42° bis 44°. Der Pleochroismus an vollständig ausgebildeten Kristallen ist: Z = olivgrün; Y = gelbgrün; X = hellgrün. Es handelt sich demnach um gewöhnlichen Augit. Vereinzelt kommt auch Zonarbau vor, der auf Titangehalt hinweist.

Die innerste Zone endlich, die den Calciteinschluß unmittelbar umgibt, besteht aus einer schwach grünlichen Substanz. In einzelnen Zwickeln ist die Farbe intensiv olivgrün; wohl ein Hinweis auf starken Fe-Gehalt. In dieser Masse liegen Augitkristalle, von denen meist nur die Umrisse ausgebildet wurden. Derartiger Skelettbau entsteht dadurch, daß die Kristallkanten durch begünstigte Stoffzufuhr die dazwischenliegenden Flächen im Wachstum weit zurücklassen. Taf. 46, Bild 2, zeigt rechts unten einen Längsschnitt durch einen stengelförmigen Augitkristall. Man sieht deutlich die langen

Anwachskanten des Kristalls, während die Kristallfläche nur teilweise entwickelt ist. Gegen den äußeren Rand des Einschlusses sind die Kristalle bereits vollständig entwickelt und zeigen oft verschiedenartigen Aufbau. Der innere Teil besteht aus Titanaugit, der äußere weist die Merkmale eines Ägirins auf ($X = \text{grün}$; $Z = \text{gelbgrün}$).

Die Substanz, in der die Augitkristalle eingebettet sind, hat eine sehr niedrige Lichtbrechung, so daß die Augite scharf umrissen hervortreten. Die Masse baut sich aus zahllosen, gewundenen Bändern auf, deren Länge bis 1 mm mißt. Die Breite der Bänder ist konstant und beträgt 0,05 mm. Der Aufbau der Bänder ist stets einheitlich. Von einem Mittelstreifen, der das ganze Band durchzieht, gehen senkrecht dazu Querfasern ab, die ganz dicht beieinander liegen. Die Längsstreifen sind nahezu isotrop und haben eine niedrigere Lichtbrechung als die Querfasern, deren Lichtbrechung etwas höher als beim Quarz ist. Die Doppelbrechung ist ungefähr $Z - X = 0,010 - 0,013$; $Z = \text{kräftig grün}$, $X = \text{lichtgelb}$. Der Zonencharakter der Querfasern ist positiv. Die Daten weisen auf ein Mineral der Serpentinegruppe hin (Taf. 47, Bild 1).

Das nun vorliegende Material ist nicht die ursprüngliche Substanz. Es lag vielleicht ein Mineral der Olivin- oder Humitgruppe vor. Eventuell war es auch nur Glas von der gleichen chemischen Zusammensetzung. Bei der Abkühlung der Masse erfolgte eine Schrumpfung. In die entstehenden Klüfte schieden sich die bänderartigen Strukturen des „Serpentins“ aus. Die Höfe zwischen den Bändern wurden später ebenfalls serpentinisiert, aber unter etwas anderen Bedingungen.

Der Calcit des Einschlusses setzt sich scharf in konvexen Bögen von der Augitsubstanz ab. Er ist dicht und vollständig homogen aufgebaut. Blätter- und rosettenartige Bildung ist typisch für ihn. Der in die Grundmasse des Basalts abgewanderte Calcit ist dem Calcit in den Einschlüssen gleich.

5. Verwitterungserscheinungen

An einer einzigen Stelle in der über 600 m langen Wand des Aufschlusses am Teichelberg zeigt der Basalt starke Zersetzungerscheinungen. Es handelt sich um eine 2—3 m lange Schliere im oberen Teil des Bruches. Rings um die Schliere steht der normale, frische Basalt an. Die sonst kompakten Säulen machen im Bereich der Schliere einen zermürbten Eindruck. Es bilden sich kugelige

Formen heraus mit dicken Verwitterungsrinden. Die Kugeln nehmen gegen das Innere der Schliere eine hellgraue Farbe an und werden dann rissig. Ihr Durchmesser ist ziemlich einheitlich, er beträgt etwa 0,5 m. Die Phosphoritlagen, die die Schliere gegen den umgebenden Basalt abgrenzen, sind auffallend kräftig entwickelt (5 cm stark). Die Olivineinsprenglinge werden innerhalb der Schliere größtenteils in honiggelben Villarsit und gelbbraunen Iddingsit umgewandelt. Das Gestein ist ferner von zahllosen kleinen weißen Punkten übersät. Von diesen Punkten oder auch Flecken geht der Zerfall des Gesteins aus, bis schließlich ein scharfkantiger Grus zurückbleibt. Die ganze Erscheinung wird als „Sonnenbrand“ des Basalts bezeichnet.

Im Handstück zeigt das Gestein einen hakigen Bruch, der manchmal etwas körnig wird, im Gegensatz zum muscheligen Bruch des übrigen Basalts. Die weißen Flecken sind häufig schlierenförmig angeordnet. Der längste Durchmesser der Flecken erreicht bis zu 2 mm, der Querdurchmesser höchstens 0,5 mm. U. d. M. fällt sofort die große Verschiedenheit zum frischen Basalt ins Auge. Fast alle Olivine sind zu Villarsit und Iddingsit geworden. Nur große Einsprenglinge zeigen in ihrem Kern noch Olivin. Die Ausrichtung der weißen Flecken tritt im Schliff noch klarer hervor als im Handstück. Sie steht in deutlichem Gegensatz zur Einregelung der ehemaligen Olivine. Der Winkel, den die beiden Richtungen



Abb. 10. Analcimdrusen im Bereich der Sonnenbrenner. Die Orientierung der Drusen tritt deutlich hervor. Elliptische Umriss sind vorherrschend.

miteinander einschließen, bleibt über den ganzen Schliff hin konstant. Die Flecken machen den Eindruck von Gasblasen mit runden bis elliptischen Umrissen. Einzelne sind tropfenförmig ausgebildet, wobei sie nach der einen Seite spitz zulaufen. Die Orientierung der Drusen verläuft analog zur Ausdehnung der Schliere im Basalt, also $\mp$ vertikal. Im allgemeinen bleibt der Abstand zwischen den Drusen etwa gleich und beträgt rund 1 mm.

Ein Schliff zeigt die Übergangszone zwischen gesundem und zersetztem Material. In dem Teil des Schliffes, in dem die Flecken auftreten, ist die Grundmasse viel dunkler. Sie besteht fast nur noch aus Augit und Magnetit. Der noch vorhandene Nephelingegehalt beträgt wenige Prozent, während der ursprüngliche Basalt ja 15% Nephelin in der Grundmasse enthielt. Zwischen den weißen Flecken und dem Nephelin der Grundmasse besteht ein Zusammenhang: je zahlreicher die Flecken auftreten, desto weniger Nephelin ist in der

Grundmasse vorhanden. Der Übergang in diesem Bereich ist kontinuierlich.

Was aber hier in den Flecken vorliegt ist kein Nephelin, sondern Analcim. Die optischen Eigenschaften lassen sich gut erfassen. Der Analcim ist nahezu isotrop. Nur im Konoskop läßt sich hier und da eine geringe Doppelbrechung nachweisen. Der Charakter ist dann negativ und der Winkel $2V_x$ ist sehr klein. Die Flecken sind von zahlreichen langen Apatitnadeln erfüllt, wie sie auch im Nephelin vorkommen (Taf. 47, Bild 2).

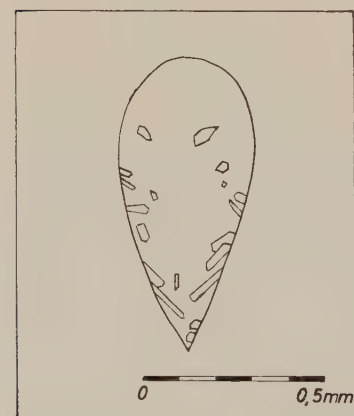


Abb. 11. Neuaufgesprossene Pyroxene in einer Analcimdruse bilden den Schwerevektor ab. Die freien Kristallenden sanken nach unten.

An den Rändern dieser Flecken wachsen aus der Grundmasse größere Augitkristalle heraus, die in die Analcimmasse hineinragen. In manchen Drusen zeigen diese Titanaugite eine gesetzmäßige Anordnung. Während die Kristallstengel mit dem einen Ende der Drusenwand anliegen, weist das andere nach unten. Die Orientierung der Pyroxene bildet den Schwerevektor ab.

Häufig sind in den größeren Flecken Blättchen von Biotit neu aufgesproßt. Auffallend an den Biotiten ist die sehr starke Absorption parallel der Basis, die die Blättchen fast undurchsichtig erscheinen läßt. Diese starke Absorption spricht für sehr hohen Fe- und Ti-Gehalt (Wodanite) und dies wiederum für pneumatolytische Bildung. Der Magnetit bildet größere Kristalle, die den Rand der Analcimdrusen kranzförmig umgeben. Wir haben es hier offenbar mit Entmischung in einer gasreichen Phase aus der Schmelze zu tun, die im pneumatolytischen Intervall einsetzte und im hydrothermalen Bereich zukristallisierte. Von Interesse ist noch die Tatsache, daß an den Rändern der größeren Flecken in geringem Maße Nephelin ausgeschieden wurde. Für die Entstehung der Sonnenbrenner ist diese Beobachtung von Bedeutung, auf die später ausführlich einzugehen ist.

Diese Feststellung über den mineralogischen Aufbau der oben beschriebenen weißen Flecken stehen im Gegensatz zu Untersuchungen von K. PUKALL (1939/40), der sich in umfangreichen Arbeiten im Westerwald, in der Rhön und in Schlesien mit dem Sonnenbrand der Basalte beschäftigte. Nach ihm sind die Flecken in den Sonnenbrennern „weder ein neues Mineral, noch eine Mineralanreicherung. Ihr Mineralbestand ist der ihrer Umgebung“, also gewöhnliche Basaltmasse. Der Unterschied liegt nur in einer primären Gasabsorption im Fleckenbereich, auf die dann das andersartige spätere physikalische Verhalten zurückgeht. T. ERNST und F. DRESCHER-KADEN (1941), die sich ebenfalls mit dem Problem befaßten, lehnen diese Vorstellung ab. Mit Recht führen sie an, „weshalb der höhere Gasgehalt in den Bereichen, wo er absorbiert wurde, nicht die Ausbildung des Mineralbestandes beeinflusste und auf diese Weise einen mineralogischen Unterschied gegenüber der Umgebung hervorbrachte. Außerdem bedingt lokal höherer Gasgehalt schon an sich eine stoffliche Abweichung gegenüber der Umgebung“. Nach ihrer Untersuchung bestehen die Flecken in den Sonnenbrennern in der Hauptsache aus Analcim.

Zur Genese der weißen Flecken im Basalt vom Teichelberg ist folgendes zu sagen: Gegen Ende der Erstarrung hat sich im Bereich dieser Schliere eine Differenzierung der Grundmasse vollzogen. Gas- und H_2O -reiche Lösungen konnten in der stark alkalibetonten Restschmelze nicht mehr entweichen und bildeten Tropfen in der Grundmasse. Diese Gebilde waren also zunächst „echte Gasblasen“, die die Tendenz hatten, nach oben zu steigen. Dadurch kam es zur bevorzugten schlierenförmigen Ausbildung der Flecken. An den Wänden der Blasen kam es unter dem Einfluß der hohen Konzentration leichtflüchtiger Bestandteile zur größeren Kristallisation

von Magnetit und Augit, sowie zur Neubildung von Biotit. Der restliche Hohlraum wurde mit etwas Nephelin und viel Analcim ausgefüllt.

Nachdem die Temperatur bereits stark erniedrigt war, wurde der Analcim in den Flecken teilweise zeolithisiert. Aus kleinen kreisförmigen Zentren heraus entwickelten sich eisblumenartige Natrolithkristalle, die schließlich einzelne Flecken vollständig erfüllten. Gleichzeitig aber kam es zur Bildung von winzigen Rissen, die jedoch nicht mit der Zeolithisierung in Zusammenhang stehen. Auf mehreren Millimetern Länge setzen die Risse quer durch das Gestein und verlieren sich dann plötzlich wieder. Nicht immer sind die Analcimdrusen die Ausgangspunkte der Risse, wenn sie auch bevorzugt von ihnen durchsetzt werden. Diese Risse leiten den mechanischen Zerfall des Gesteins ein. Die Ursache für ihre Entstehung ist auf Spannungen im Bereich der Analcimflecken zurückzuführen. Die Spannungen werden zunächst wohl schon in geringem Umfang während des letzten Stadiums der Abkühlung der Basaltschmelze und dann ganz besonders durch die Freilegung des Gesteins beim Abbau ausgelöst. Daß hier ziemlich starke Kräfte frei werden, geht daraus hervor, daß viele Olivineinsprenglinge ohne weiteres von den Rissen zersprengt werden.

Nun ist noch eine Frage zu klären: wie kommt es eigentlich zu diesen Spannungen im Bereich der weißen Flecken und warum äußern sie sich gerade in dieser Form?

Nach K. PUKALL sind die weißen Flecken „spannungsfreie poröse Räume“. Diese „können dann die Ansatzstellen für die Auslösung im Gestein latent vorhandener Spannungen sein“. T. ERNST und F. DRESCHER-KADEN führen dagegen an, daß nach dieser Theorie alle porösen Gesteine und solche mit Gasblasenhohlräumen ebenfalls unter Rissebildung zerfallen müßten. Es müssen also zu diesen Bereichen minimaler Spannung noch andere Spannungen hinzukommen, die den Zerfall des Gesteins bedingen. Auch genügt nicht allein die Anwesenheit von Analcim in einem Gestein, um einen Zerfall herbeizuführen. Nach T. ERNST und F. DRESCHER-KADEN ist es für die mechanischen Vorgänge beim Zerfall ausschlaggebend, daß Nephelin im Bereich der Analcimflecken anwesend ist. „In dem festen System Analcim-Nephelin herrschen soviel innere Spannungen, daß sie die Zerrüttung und spätere Zerstörung des Gesteins hervorrufen.“ Nach diesen beiden Autoren können diese inneren Spannungen auf folgende Weise entstehen: Bei der Abkühlung der Schmelze und bei plötzlicher Druckentlastung und Entgasung kann, besonders infolge der bereits stark gesunkenen Temperatur, keine Angleichung an die neuen P—T-Bedingungen durch Mineralumbildung erfol-

gen. So werden Nephelingegebiete, die mit Analcim verwachsen sind, sich nur unvollständig in diesen umlagern können. Bei der entgültigen Verfestigung werden solche Gebiete als Orte erhöhter innerer Spannung übrigbleiben und den späteren Zerfall des Gesteins bewirken.

Die beiden Mineralien Nephelin und Analcim treten eng miteinander verwachsen in den Flecken auf. Die Umsetzung von Nephelin in Analcim unter Wasseraufnahme verläuft nach C. DOELTER (1906) nach folgender Formel:



Die Voraussetzung für diese Umsetzung ist Druckentlastung und Temperaturerniedrigung. Es wird dabei Na-Aluminat freigesetzt, das in den Verwitterungslösungen abwandert.

VI. Gesteinsmagnetische Untersuchungen

Um über den nicht aufgeschlossenen Teil des Basaltvorkommens am Teichelberg Einzelheiten zu erhalten, wurden auf Anregung von Herrn Prof. Dr. FISCHER magnetische Untersuchungen vorgenommen. Der hohe Magnetitgehalt schien günstige Voraussetzungen für die Untersuchung zu bieten. Das Hauptaugenmerk bei diesen Untersuchungen sollte vor allem auf das Eruptionszentrum gerichtet werden. Der Magnetit, der Träger des Ferromagnetismus, wurde oben bei der Mineralbeschreibung ausführlich behandelt. Bei den Anschliffuntersuchungen konnte kein Titangehalt im Magnetit nachgewiesen werden. Er ist demnach vollkommen homogen.

Über den gesamten Basaltkomplex wurden 33 Profile gelegt, die in der Hauptsache von N nach S laufen. Im Meßbereich wurden insgesamt 862 Stationen angelegt und des öfteren auch Wiederholungsmessungen durchgeführt. In einer ersten Meßserie betrug der Abstand der Meßpunkte 50 m, bei einer weiteren 10 m. Häufig wurden, wo nötig, die Abstände auch unter 5 m genommen. Der Basispunkt, weit außerhalb des Basaltkomplexes auf ungestörtem Granit, wurde je zweimal täglich vermessen. Zur Orientierung diente eine Kartenskizze im Maßstab 1 : 10 000.

Die Vertikalintensitätsmessungen wurden mit der Schmidt'schen Feldwaage der Askaniawerke Nr. 75710 ausgeführt. Die Ableesungen wurden je dreimal in der E—W-Lage und der W—E-Lage vorgenommen, um etwaige Ablesefehler auszuschalten. Die Ablese-

genauigkeit betrug 0,1 Pars. Es wurde stets darauf geachtet, daß der Abstand der Feldwaage vom Erdboden konstant blieb. Der Skalenwert der Feldwaage, der öfters überprüft wurde, war während der Messungen nur ganz geringen Änderungen unterworfen. Der Wert betrug $\mp 29/P$. Als Temperaturkorrekturfaktor wurde der Wert $1^\circ = 0,5 P$ eingesetzt. Es sollten hier keine absoluten Messungen durchgeführt, sondern nur die relativen Werte festgelegt werden. Deshalb wurden auch keine Anschlußmessungen an das Erdmagnetische Observatorium in Fürstenfeldbruck vorgenommen.

Die in den Profilen gemessenen Werte ergaben ein uneinheitliches Bild. Die Störungen sind so extrem und wechseln so rasch, daß sich keine Isoanomalienkarte zeichnen läßt. Beispielsweise wurde bei einem Profil des öfteren ein Schwanken der Werte um 2000γ

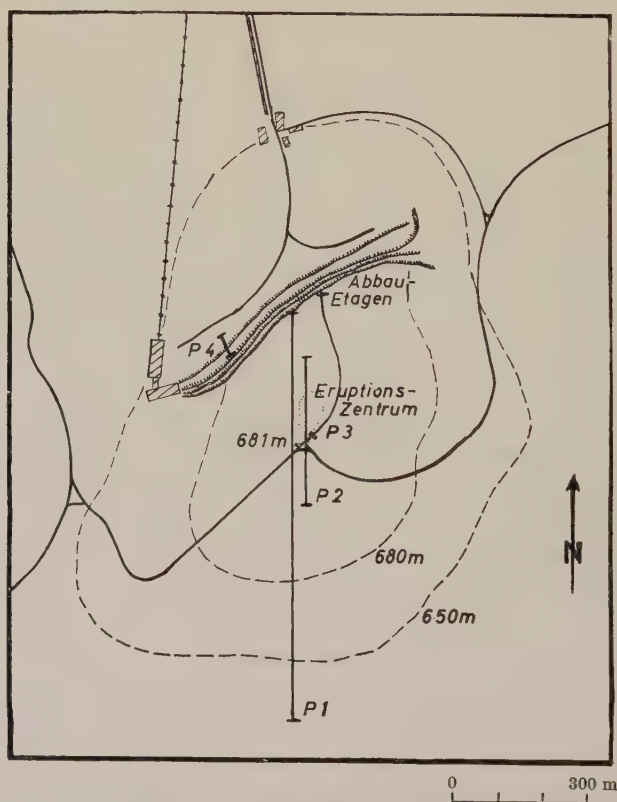


Abb. 12. Skizze zu den magnetischen Profilen: P1—P4.

auf verhältnismäßig eng begrenztem Raum festgestellt. Daneben kommen Anomalien vor, allerdings selten, die bei einem Abstand von 1 m eine Differenz von über 4000 γ aufweisen. Handstücke, die an der betreffenden Stelle geschlagen wurden, drehen die Kompaßnadel aus der N—S- in die E—W-Richtung. Dieses starke Schwanken der Werte auf engstem Raum hat seine Ursache natürlich nicht im tieferen Untergrund, sondern wird durch einen kräftigen Oberflächenmagnetismus hervorgerufen. Der Verwitterungsprozeß hat die Oberfläche des Basaltkörpers in zahllose, verschieden große Blöcke aufgelöst. Jeder Block zeigt eine andere Magnetisierungsrichtung. Ihre Wirkungen verstärken sich entweder gegenseitig oder heben sich auf. Dieser Oberflächenmagnetismus, der Unterschiede bis zu 2500 γ hervorrufen kann, verschleiert also den tieferen Untergrund vollkommen. Nur an den steil ansteigenden Hängen des Basaltkörpers läßt sich eine deutliche Zunahme der γ -Werte feststellen. Auch bei der Annäherung auf der Oberfläche des Körpers an die Abbaukante nehmen die gemessenen γ -Werte konstant zu.

Das auf Grund der Abflußrichtungen des flüssigen Basalts ermittelte Eruptionszentrum, das oben beschrieben wurde, konnte trotzdem auch durch die magnetischen Vermessungen nachgewiesen werden. Dieses Gebiet, das genau in der Mitte der Oberfläche des Basaltkörpers liegt, hat einen elliptischen Umriß. Die Durchmesser betragen etwa 100 m in der N—S-Erstreckung und 50 m in der E—W-Ausdehnung. Es entspricht also der Morphologie des gesamten Basaltkomplexes. Während die Oberfläche von zahllosen Blöcken überdeckt ist, findet sich in diesem Gebiet kein einziger. Bohrerproben aus einigen Metern Tiefe brachten einen plastischen, hellbraunen Verwitterungslehm zutage. In diesem stecken manchmal kleinere abgerundete Basaltbröckchen. Ursprünglich lag hier wohl vulkanische Asche vor. An einem 5 m tiefen Brunnen wurde rötlich verwitterte Basaltlava angetroffen. Diese undurchlässigen Schichten stauen das Wasser, so daß hier ein ziemlich versumpftes Gelände entstand, während die übrige Hochfläche des Teichelbergs trocken ist. In alten Forstkarten ist dieses Gelände als „See“ verzeichnet.

Die magnetischen Vermessungen ergaben ein unklares Bild. Die kräftigen Anomalien an den Rändern des Gebietes beeinflussen oft zu sehr die gemessenen Werte, vor allem bei Profilen in der E—W-Richtung. Die N—S-Profile dagegen lassen häufig eine starke nega-

tive Anomalie erkennen. Die Differenz gegenüber der normalen Oberfläche beträgt meist über -1000γ . Bei Profil 2, das direkt über das versumpfte Gelände läuft, kommt das sehr deutlich zum Ausdruck. Mit größter Wahrscheinlichkeit haben wir es hier mit einem trichterförmigen Eruptionsschlot zu tun, der in der NE—SW-Richtung die doppelte Länge aufweist als senkrecht dazu. Man kann also von einer trichterförmigen Spalte sprechen. Diese NE—SW-Richtung in der Erstreckung der anstehenden Basaltkörper kommt bei der nordöstlichen Gruppe der Fichtelgebirgsbasalte verhältnismäßig häufig vor. Besonders nordöstlich des Teichelbergs ist sie sehr ausgeprägt, z. B. bei den Vorkommen vom Hirschentanz, Burgrangen, Pächeln und anderen. Die ganze Basaltreihe hängt ja aufs engste mit dem Einbruch des varistisch angelegten Egergrabens zusammen.

Weitere magnetische Messungen wurden innerhalb des Aufschlußbereiches vorgenommen. Es wurde dabei stets senkrecht zur Säulenwand gemessen, d. h. also in Annäherung an die Säulen. Der Abstand der Meßpunkte auf den verschiedenen Abbau-Etagen betrug im allgemeinen 3 m. Das Ergebnis der Messungen zeigt, daß die γ -Werte gegen die Säulenwände rasch und stetig abnehmen, und zwar um so mehr, je näher man der Wand kommt (Profil 4, Abb. 17). Aus dieser Tatsache läßt sich folgern, daß der Basaltkörper vom Teichelberg normal magnetisiert ist.

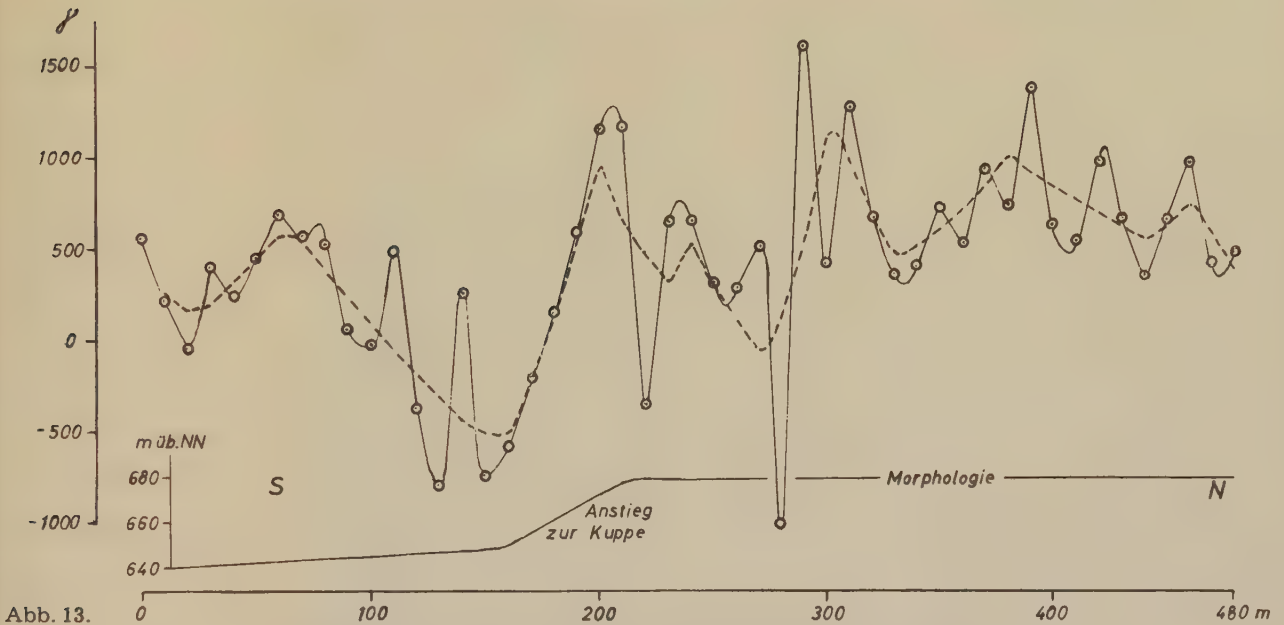
Die oben erwähnten großen Anomalien, die Intensitätswerte von über 2500γ erreichen, sind nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. G. ANGENHEISTER auf Blitzschlag zurückzuführen. Die gleichen Phänomene konnte er bei umfangreichen Arbeiten in der Rhön feststellen. Das auffallendste Merkmal an diesen Anomalien ist die punktförmige Begrenzung. Eine derartige Stelle wurde auf einer Fläche von 16 m^2 genau vermessen. Um eine extreme negative Störung schließen sich kreisförmig starke positive Werte an, die nach außen hin sehr rasch auf normale Werte absinken.

Erläuterungen zu den magnetischen Profilen

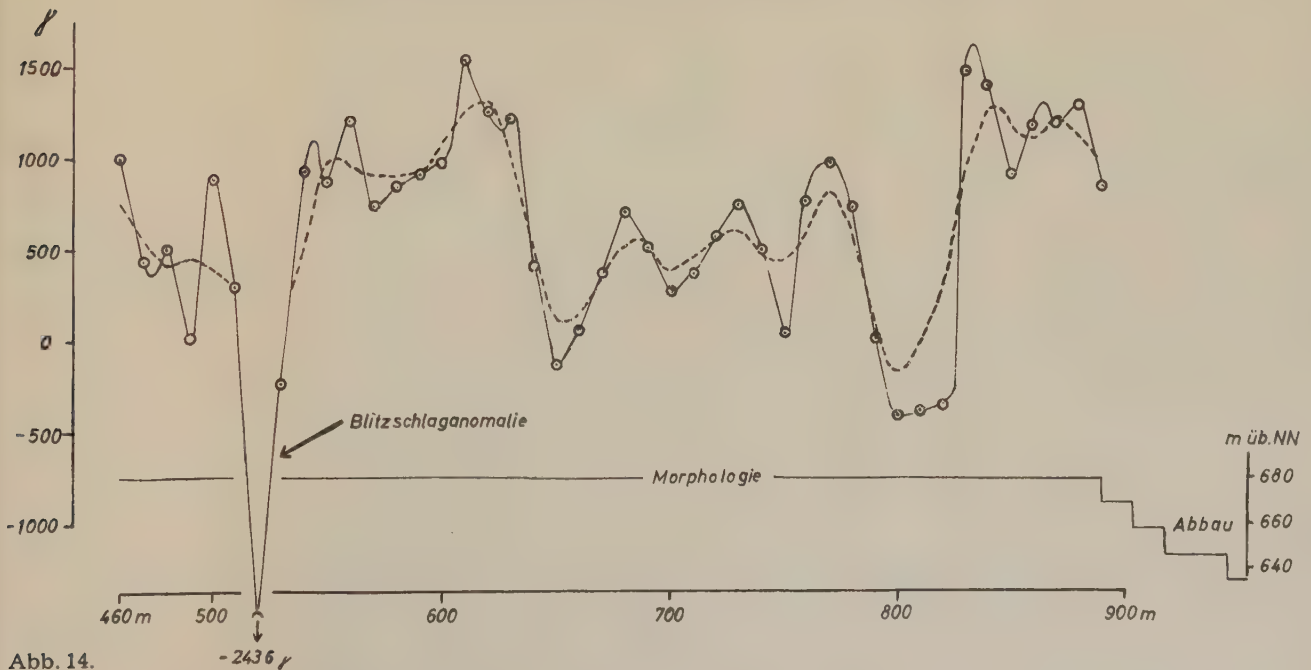
Profil 1 (Beilage 1, Abb. 13 u. 14)

Das Profil 1 wurde als Hauptprofil über den gesamten Basaltkomplex des Teichelbergs gelegt. Die Länge des Profils betrug 900 m, der Abstand der Stationen 10 m. Punkt 1 lag etwa 160 m

P1: Magnetisches Profil über den Teichelberg (N-S; ----- Profil geglättet)



P1: Magnetisches Profil über den Teichelberg (Fortsetzung)



P2: Magnetisches Profil über das Eruptionszentrum des Teichelberges

(-----Profil geglättet; Schlotdurchmesser hier etwa 50 m)

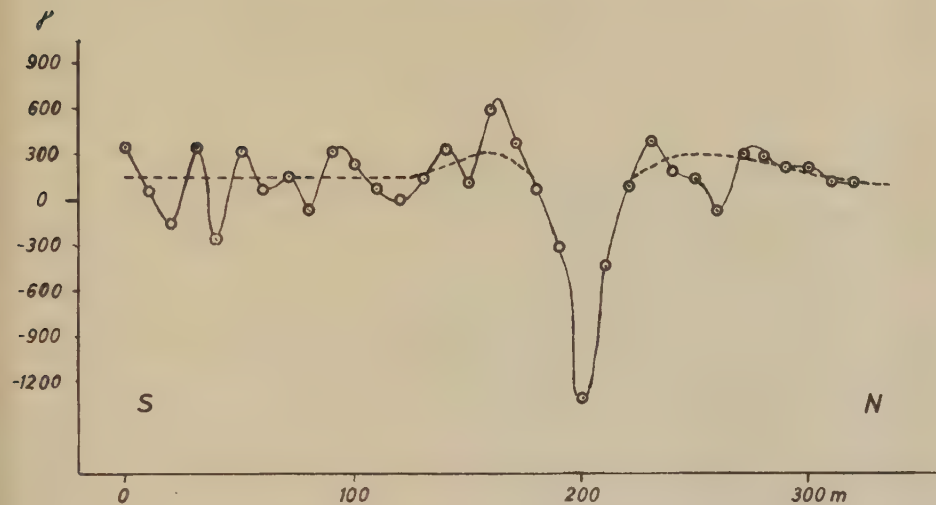


Abb. 15.

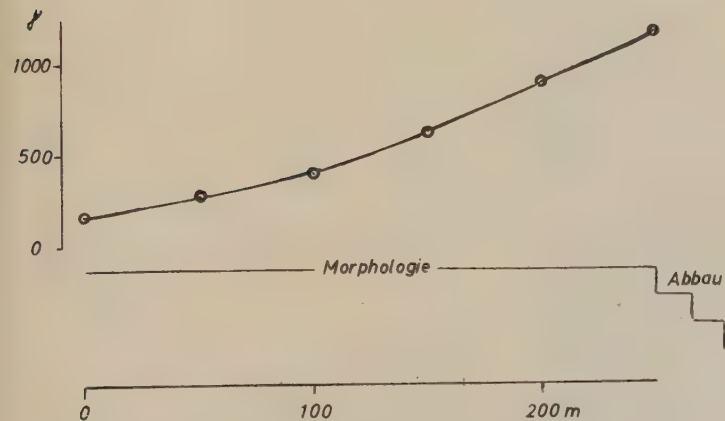
P3: Magnetisches Profil vom Eruptionszentrum zum Abbaubereich

Abb. 16.

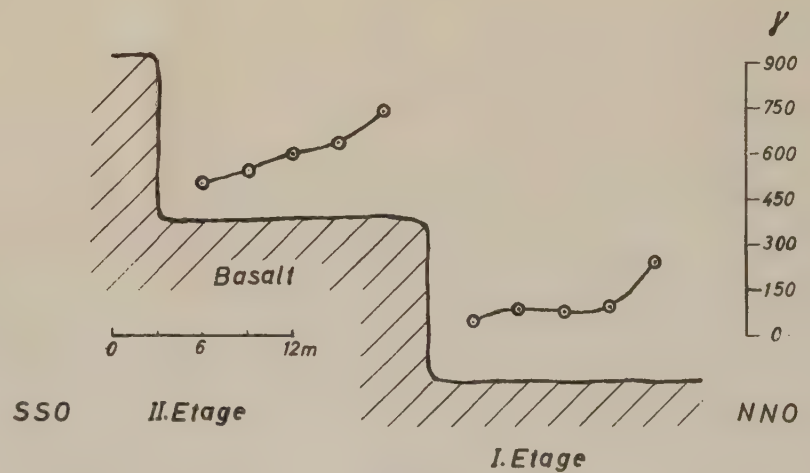
P4: Magnetische Messungen im Aufschlußbereich(Die γ -Werte fallen in Annäherung an die Säulenwand)

Abb. 17.

südlich des Anstiegs zur Kuppe des Basaltkörpers. Punkt 90 wurde unmittelbar an der oberen Kante der 4. Abbau-Etage gemessen. Der ganze Meßweg ist bedeckt mit bis zu 0,5 m großen Blöcken, die verschiedene Magnetisierungsrichtungen zeigen. Der Einfluß dieser Blöcke auf die gemessenen Werte spiegelt sich im Profil wider. Auch durch „Glättung“ ließ sich dieser Einfluß nicht vollständig ausschalten.

Das Profil zeigt auf der Basaltschuttdecke vor dem Anstieg wesentlich geringere Werte als auf der Kuppe selbst. Sie liegen im Durchschnitt 500 γ niedriger. Bemerkenswert ist vor allem der starke Abfall der Werte vor dem eigentlichen Anstieg und das darauffolgende Steigen um 1000 γ . Daraus ergibt sich, daß der Basalt vom Teichelberg normal magnetisiert ist.

In Punkt 52 wurde eine Blitzschlaganomalie vermessen. Das starke Absinken der γ -Werte um über 3000 γ , gegenüber den anderen in der Umgebung gemessenen Werten, ist rein punktförmig und ändert sich auf kurze Entfernung. Der Abfall der Werte auf längere Erstreckung, bei Punkt 70 etwa, ist auf die Nachbarschaft des Eruptionszentrums zurückzuführen. Der Anstieg des Profils zur Abbaukante kommt auf Profil 3 deutlicher zum Ausdruck als hier.

Profil 2 (Beilage 2, Abb. 15)

Dieses Profil wurde über das mutmaßliche Eruptionszentrum gelegt. Die Länge betrug 320 m, der Stationsabstand 10 m. Das Profil lief einen Pflanzgarten entlang und über das erwähnte versumpftte Gebiet. Größere Basaltblöcke fehlen hier. Das Relief des Profils ist deshalb auch viel ausgeglichener, da die Oberflächenstörungen wenigstens zum Teil wegfallen. Bei Punkt 21 fand sich eine starke Störung, die die Werte auf über 1400 γ absinken ließ. Interessant ist der schwache Anstieg im Profil unmittelbar vor der eigentlichen Anomalie. Durch das Profil 2 wurden die mineralogisch-petrographischen Ergebnisse über das Eruptionszentrum bestätigt.

Profil 3 (Beilage 2, Abb. 16)

Profil 3 weist eine Länge von 250 m auf und wurde im Abstand von 50 m vermessen. Es verläuft etwa von Süden nach Norden, vom Eruptionszentrum zu den Abbau-Etagen. Der ausgeprägte konstante Anstieg des Profils ist darauf zurückzuführen, daß es auf

seiner ganzen Länge auf einer breiten Forststraße, in deren Bereich keine Basaltblöcke liegen, aufgenommen wurde. Es fallen daher die Oberflächenanomalien weg. Der Anstieg des Profils als solcher geht darauf zurück, daß durch den Abbau des Basalts magnetisiertes Material weggenommen wurde. Die magnetischen Kraftlinien in diesem Bereich laufen entgegengesetzt zu den Kraftlinien der Erde. Sie heben sich deshalb zum Teil gegenseitig auf. Im nicht abgebauten Teil des Basaltkörpers aber laufen die Linien gleichsinnig mit den Feldlinien der Erde und erfahren daher eine Verstärkung. Der schwache Anstieg vor der großen negativen Störung auf Profil 2 ist auf den gleichen Effekt zurückzuführen.

Profil 4 (Beilage 2, Abb. 17)

Auf Profil 4 wurde bereits im allgemeinen Teil (s. S. 380) näher eingegangen.

VII. Die Entstehungsgeschichte des Teichelbergbasalts

An der Wende Oberoligocän-Miocän kam es an der südlichen Hälfte des Erzgebirges zu bedeutenden Absenkungen, die über 1000 m betragen (HIBSCH). Längs der entstehenden Erzgebirgsspalte lagerten sich im Egergraben mehrere 100 m mächtige Sedimente ab. Gleichzeitig mit der Bildung der Sedimente setzte ein starker Vulkanismus ein, der das Massendefizit des eingesunkenen Egergrabens kompensierte. Der Vulkanismus griff in späterer Zeit, in Fortsetzung der varistisch streichenden Erstreckung des Egergrabens, auch auf das benachbarte Fichtelgebirge über.

Das olivinnephelinitische Magma des Teichelbergs hatte seine Position anscheinend unter einem peridotitischen Substrat, wie man auf Grund der Olivinfremdeinschlüsse annehmen darf. Für den Ablauf des Eruptionsmechanismus gilt etwa folgendes Schema: Ebenso wie im Böhmischem Mittelgebirge begann die Ausbruchperiode mit der Förderung von basaltischer Lava (HIBSCH), die sich durch einen hohen Gasgehalt auszeichnete. Die langgezogenen Blasen Hohlräume in der erstarrten Lava deuten noch darauf hin. Daran schloß sich die Förderung von feinen Aschentuffen an, die viele Quarzkörner enthalten. Der Absatz erfolgte durch die Luft. Erst nach diesen vorbereitenden Perioden und vermutlich einer Still-

standsperiode, die zur Schlotdifferentiation führte, kam es zur Eruption des olivinnephelinitischen Magmas. Beim Durchbruch durch die Granitunterlage nahm das Magma Bruchstücke desselben mit und schloß sie ein, wobei die Assimilation wegen der raschen Abkühlung nur unvollkommen erfolgte.

Der Ausbruchspunkt liegt auf einem granitischen Rücken, der nach Westen ansteigt. Die Oberkante des Granits liegt an den Grenzen des Basaltgebietes im Norden und Osten bei 560 m, im Südosten bei 610 m und steigt im Westen auf über 675 m an. Die Schmelze war beim Ausbruch infolge ihres ultrabasischen Charakters und ihrer hohen Temperatur dünnflüssig und daher leicht beweglich. Sie floß nach allen Seiten gleichmäßig ab. Nur so lassen sich die Blocklagen in den tieferen Teilen der Basaltdecke im äußersten Bereich des Schuttmantels erklären. Das heute vorliegende Profil ist das Ergebnis der seit jenen Ereignissen fortdauernden Erosionstätigkeit.

Die hohe Temperatur des Magmas während der Eruption läßt sich aus den Hauptkomponenten des Basalts ableiten. Für die zeitliche Abscheidung ergibt sich eine bestimmte Reihenfolge. Als erstes Mineral kristallisierte der Olivin aus der Schmelze aus. Er setzte stets seine idiomorphe Gestalt gegenüber den anderen Mineralien durch. Bei der Eruption lag er größtenteils schon vor, wie sich aus den Strömungsbildern des Basalts ergibt. Seine Kristallisation erfolgte also intratellurisch. Die Olivineinsprenglinge kennzeichnen den ersten Abschnitt des Kristallisationsprozesses, während der Rest der Schmelze zu einer strukturell anders gearteten Grundmasse erstarrte. Durch diese Restschmelze wurde der Olivin wieder kräftig korrodiert. Die Kristallisation des Pyroxens schloß sich eng an die Olivinbildung an. Die Augitmikrolithen sind zum Teil ebenfalls in das Fließgefüge der abströmenden Schmelze eingeregelt. Die Hauptmasse des Augits schied sich allerdings erst nach der Eruption aus. Der Magnetit tritt schon als echter Einschluß in den Olivineinsprenglingen auf und findet sich dann vor allem in diffuser Verteilung innerhalb der Grundmasse. Als letzter Hauptgemengteil kam der Nephelin zur Kristallisation. Ihm standen nur noch die Zwickelräume in der Grundmasse zur Verfügung.

Die anfänglich dünnflüssige Schmelze wurde während der Förderung, infolge der raschen Abkühlung an der Oberfläche, hochviskos. Diese zähe Masse floß gleichmäßig über die natürliche Bö-

schung ab. Es entstand also eine annähernde Kegelform, an der dann die Erosion einsetzte. Die verschiedenen Ansichten die über die Entstehung des Teichelbergs geäußert wurden, seien einander gegenübergestellt. A. WURM spricht vom Teichelberg als von einem Denudationsrest, der aus mehreren deckenförmigen Oberflächen-ergüssen herausmodelliert wurde. Dies geht wohl darauf zurück, daß ihm das Eruptionszentrum nicht bekannt war und er die Verhältnisse im Reichsforst auch auf die südliche Gruppe der Fichtelgebirgsbasalte übertrug. S. RICHARZ spricht von einem einseitigen breiten Lavastrom, der aus einem unbekannten Krater geflossen sein könnte. P. MERKEL berichtet in seiner Arbeit 1895 von einer Quellschuppe am Teichelberg. Er überträgt vermutlich das heute vorliegende Bild einer herausmodellierten Schuppe auf die ursprünglichen Gegebenheiten. Denn eine „ausgezeichnet aufgeschlossene Quellschuppe“, die MERKEL sogar durch ein „ideales Profil“ wiedergibt, konnte man damals noch viel weniger als heute beobachten, da man ja am Beginn des Abbaus stand.

Beim Austritt des Magmas an die Erdoberfläche kam es zu einer plötzlichen Druckentlastung. Dadurch wurden die im Magma gelösten Gase entbunden. Das Entweichen der flüchtigen Bestandteile erhöhte wiederum die Viskosität. Durch die rasche Abkühlung konnten beim Teichelberg nicht alle gasförmigen Bestandteile entweichen und blieben zum Teil im erstarrenden Basaltkomplex fixiert. Erst unter hydrothermalen Bedingungen kristallisierten die nun wäßrigen Restlösungen — in der Hauptsache waren es Zeolithe — in Drusen, Schläuchen und Rissen aus. Beim Natrolith ließen sich sogar zwei verschiedene Bildungsphasen bestimmen. Durch den erheblichen Wärmeverlust kam es zur Kontraktion der Basaltmasse und es entstanden die bis 4 m im Durchmesser mächtigen Säulen. Die entstehenden Hohlräume zwischen den Säulen wurden im Laufe postvulkanischer Tätigkeit durch Phosphoritlagen ausgekleidet. Der Phosphorit wurde durch CO_2 -haltige Wässer zugeführt. Im Bereich des Teichelbergs kommen solche stark CO_2 -haltige Wässer auch heute noch vor, die zu den letzten Erscheinungen des ausklingenden Vulkanismus gehören.

Durch die Auflösung der Säulen an der Oberfläche in Blöcke und die einsetzende Verlehmung der Flanken des Bergs wurde der Verwitterungs- und Abtragungsprozeß des Basaltkörpers eingeleitet.

VIII. Zeitliche Einstufung des Basaltvorkommens

Die Förderung des Olivinnephelinites erfolgte wahrscheinlich erst im Pliocän.

Der Basaltkörper des Teichelbergs und seine weite Schuttdecke ist die jüngste Ablagerung in diesem Bereich. Der gesamte Basaltkomplex war seit seiner Entstehung wohl immer Abtragungsgebiet. Seine Unterlage wird im wesentlichen von grobkörnigem Granit gebildet. Nur im Süden überlagert die zum Basaltkörper des Teichelbergs gehörende Schuttdecke junge tertiäre Sedimente. Diese gehören zu den lockeren Ablagerungen des Mitterteich-Tirschenreuther Beckens, das hier in einer Bucht nach Westen ausgreift. Die Beckenfüllung besteht im Westteil aus geringmächtigen Braunkohlenflözen, glimmerreichen Feinsanden, sehr plastischen Tonen und in den oberen Partien aus groben Quarzgeröllen.

In einer Tongrube des Tonwerkes Wiesau an der Frankengrünstraße sind diese Sedimente aufgeschlossen. Die Braunkohle wurde allerdings nur durch Bohrungen in der unmittelbaren Nachbarschaft festgestellt. Die verhältnismäßig reinen Tone sind kräftig gelb und rot geflammt. In sie sind ab und zu feinsandige Linsen, die manchmal auch etwas kiesiger werden, eingeschaltet. Auf der Westseite des Aufschlusses wurde eine bis 3 m mächtige Quarzgeröllschicht aufgeschlossen. Die Quarze sind nur kantengerundet, haben also einen kurzen Transportweg hinter sich, und erreichen Faustgröße. Mit den größeren Lagen, die auf ziemlich lange Strecken anhalten, wechseln feinerkörnige ab.

Für einen kurzen Transportweg dieser Geröllschicht sprechen auch die Reste eines Serizitquarzites, der sich ganz vereinzelt zwischen den Quarzgeröllen findet. Einzelne Bruchstücke werden mehrere cm groß und sind wie die Quarze kantengerundet, sie lassen sich sehr leicht nach der S-Fläche zerspalten. Die nämlichen Quarzite stehen einige km nordwestlich der Tongrube im Raum von Poppenreuth an. Sie sind gekennzeichnet durch quarzreiche Lagen, die konkordant in den Schichtverband eingeschaltet sind. Die Quarzite sind vergesellschaftet mit Phylliten, die ebenfalls reichlich Quarz in vielen Linsen führen. Diese epizonal verformten Sedimente gehören nach v. GAERTNER in das untere Ordoviciun. Die Quarzgerölle der Tongrube lassen sich also von den Quarziten und Phylliten dieser Serie herleiten. Damit stimmt auch die Strömungsregelung der abgelagerten Gerölle überein, die ungefähr NW—SE verläuft. Allem Anschein nach liegt hier eine ehemalige Flußrinne vor, die in das Becken mündete.

In das mit jungen Sedimenten gefüllte Becken wurde also nach einer kräftigen Belegung des Reliefs grobe Quarzschotter eingeschwemmt. Zwischen den beiden Hauptablagerungen des Beckens, Tonen und Feinsanden einerseits, und Schottern andererseits, liegt

ein deutliches Zeitintervall. Ob man hier die Grenze zwischen Obermiocän und Pliocän ziehen darf, ist noch nicht ganz gesichert. Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. FISCHER und Herrn Dr. TILLMANN die in benachbarten Gebieten ähnliche Verhältnisse vorfanden, ist diese Annahme durchaus berechtigt, aber noch nicht exakt bewiesen. Leider konnten in den Geröllen außer einigen verkohlten Holzresten keine Fossilien gefunden werden. Nur durch sie kann eine genaue stratigraphische Einstufung erfolgen.

Nach A. WURM handelt es sich bei diesen Beckenfüllungen um miocäne Bildungen. Nach starken Senkungen im Untermiocän wurden die entstehenden Becken mit terrestrischen, fluviatilen und limnischen Sedimenten ausgefüllt. Schon bald jedoch nach ihrer Ausfüllung wurden die Becken infolge einer Heraushebung des Gebietes in einzelne Erosionsreste zerlegt, so daß auch der granitische Untergrund wieder freigelegt wurde (WURM). Im Gegensatz zum Böhmischem Mittelgebirge, wo die Eruptionen schon im Oberoligocän begannen und sich bis ins Miocän fortsetzten, hat der Vulkanismus im Fichtelgebirge erst viel später eingesetzt.

IX. Zusammenfassung der Ergebnisse

- I. Das Basaltvorkommen vom Teichelberg bei Groschlattengrün im Fichtelgebirge ist während einer einzigen Eruptionsphase entstanden. Es konnten nirgends Unterschiede einer zeitlichen Verschiedenheit im Stoffbestand festgestellt werden.
- II. Die Eruption fällt nach dem vorliegenden Befund aller Wahrscheinlichkeit nach in Pliocän, allenfalls noch ins oberste Miocän.
- III. Das Gestein ist ein Olivinnephelinit von sehr konstanter Zusammensetzung mit den Gemengteilen: Olivin als Einsprengling; Augit, Magnetit und Nephelin als Bestandteile der Grundmasse. Als einzige Verschiebung im Stoffbestand wurde eine leichte, gleichmäßige Zunahme des Magnetitgehalts, als Folge einer gravitativen Differentiation in situ, gegen die Basis des Basaltkörpers erkannt.
- IV. Zwischen den Säulen hat sich postvulkanisch Phosphorit aus CO_2 -Wässern abgeschieden.

- V. Die Orientierung der Hohlraumbildungen an den Säulenflächen und die Einregelung der Olivineinsprenglinge ergaben ein deutliches Fließgefüge vom Eruptionszentrum radial nach außen.
- VI. Das Eruptionszentrum konnte dadurch ebenso wie auf Grund der geophysikalischen Messungen nachgewiesen werden. Es liegt als etwa 0,5 ha große Fläche mit elliptischem Umriß, unmittelbar des Punktes 681,6 m auf der Hochfläche des Basaltkörpers, und zwar genau 1,5 km südlich des Bahnhofes Groschlattengrün.
- VII. Die geophysikalischen Messungen ergaben, daß es sich beim Teichelberg um einen normal magnetisierten Basalt handelt, der sich in das Magnetfeld der Erde gleichsinnig einfügt.
- VIII. An sogenannten Neubildungen kommt neben vorwaltenden Zeolithen in Drusenräumen noch Calcit vor.
- IX. Fremdeinschlüsse im basaltischen Magma bedingen interessante Reaktionen. Die Olivinknollen aus der Peridotitschale unterscheiden sich deutlich von den Olivineinsprenglingen des Basalts. Granitische Einschlüsse geben Hinweise auf die Unterlage des Basaltkörpers und zeigen beginnende Fenitisierung. Kalk- und Tuffeinschlüsse zeigen ebenfalls Wechselreaktionen mit dem Magma.

Literaturverzeichnis

- BRAUNS, R.: Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit. — Verlag Schweizerbart, Stuttgart 1911.
- BRÖGGER, W. C.: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. — Verlag Dybwad, Oslo 1921.
- CHAYES, F.: The Holmes effect and the lower limit of modal analysis. — *Miner. Mag. London*, **XXXI**, 276—281.
- CHUDOBA, K. F. & FRECHEN, J.: Die frühmagmatische Bildung der Olivinausscheidung vom Finkenberg bei Bonn. — *Geol. Rsch.* 1941, **32**, 254—278.
- DALY, R.: *Igneous rocks and their origin*. — McGraw-Hill, London 1914.
- DOELTER, C.: Mineralgenese und Stabilitätsfelder der Minerale. — *Tscherm. Mitt.* 1906, **25**, 79—112.
- ERNST, T.: Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse. — *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen I.* Berlin 1935.
- Der Melilithbasalt des Westberges bei Hofgeismar, ein Assimilationsprodukt ultrabasischer Gesteine. — *Chemie der Erde* 1936, **10**, 631 bis 670.

- ERNST, T. & DRESCHER-KADEN, F. K.: Über den Sonnenbrand der Basalte. — Z. angew. Miner., 1941, **3**, 73—140.
- FISCHER, G.: Asbestvorkommen in der Bayerischen Ostmark und ihre Entstehung. — Z. prakt. Geol., **46**, Jg. 1938, H. 5.
- GAERTNER, H. R. v.: Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb. 1950, **65**, 409—450.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. — Perthes, Gotha 1879.
- HENDRICKS, S. B. & ROSS, C. S.: Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. — Amer. Miner. 1941, **26**, 683—708.
- HIBSCH, J. E.: Geologischer Aufbau des Böhmisches Mittelgebirges. — Monatsbl. Dt. Geol. Ges. 1908, 195 ff.
- MERKEL, P.: Die Basalte des großen und kleinen Teuchelberges und des Langholz'. — Diss. Erlangen 1895.
- POVARENNYCH, A. S.: Zur Zeolithisierung alkalischer Gesteine. — Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 1954, **94**, 761—764.
- PUKALL, K.: Beiträge zur Frage des Sonnenbrandes der Basalte I. und II. Teil. — Z. angew. Miner. 1939, **40**, I. 195—303.
- RICHARZ, S.: Die Basalte der Oberpfalz. — Z. Dt. Geol. Ges. 1920, **72**, 1/2.
- SPANGENBERG, K.: Die Zersetzungsprodukte des Olivins aus dem Muttergestein der Lagerstätten dichten Magnesits vom Galenberg bei Zobten. — Heidelberger Beitr. Miner. Petr. 1949, **1**, 535—547.
- WEISKIRCHNER, W.: Zur Kenntnis der Olivingruppe. — Diss. Tübingen 1952.
- WURM, A.: Geologie von Bayern, I. Teil: Fichtelgebirge und Frankenwald. — Bornträger Berlin 1925.
- Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. — N. Jb. Miner. 1932, **69**, Abt. B. 257—291.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 26. November 1958.



Bild 1. Blick von Nordwesten auf den gesamten, 600 m langen Aufschluß des Teichelbergs. Das Bild zeigt die 4 großen Abba terrassen und die für den Basalt typische säulenförmige Absonderung. Die Säulen setzen einheitlich durch den 45,7 m hohen Aufschluß. Der Abtransport des Materials erfolgt mittels Feldbahnen zur Brecheranlage. Rechts im Bild erscheint die Auffahrtsrampe zur Brecheranlage.



Bild 1. Prismatisch-säulige Absonderung des Basalts. Vor den Säulen das für den Abtransport gelockerte Material.



Bild 2. Hohlraumbildung an den Säulenflächen im Osten des Aufschlusses. Die Reihen streichen N 130° E und fallen in einem Winkel von 30° nach Nordosten ein.



Bild 1. Idiomorpher Olivineinsprengling in der Basaltgrundmasse. Die Spaltrisse treten scharf hervor. Die beginnende Korrosion durch die Grundmasse erfolgt von den Rändern aus. Vergr. $60\times$; Nicols //.

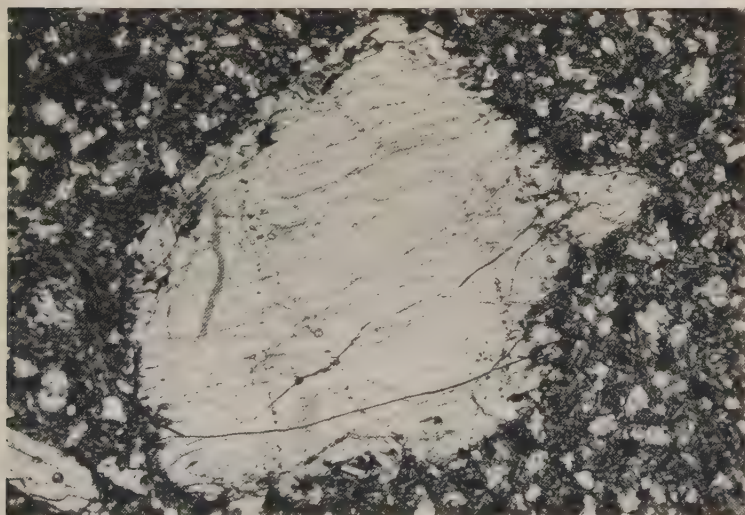


Bild 2. Olivinkorn als Abkömmling der Olivinknollen. Die stets gerundete Form und die zahllosen, linienhaft auftretenden Einschlüsse kennzeichnen diese Fremdlinge. Die Korrosion greift flächenhaft an im Gegensatz zu den echten Einsprenglingen. Vergr. $65\times$; Nicols //.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

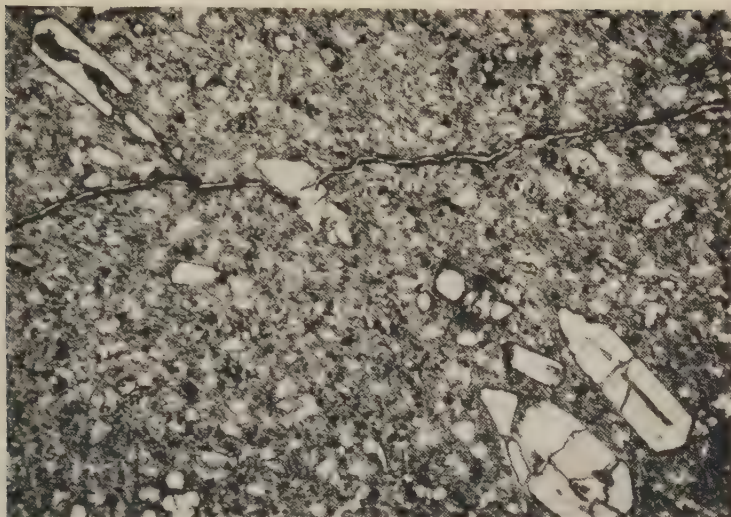


Bild 1. Idiomorphe Olivineinsprenglinge in der Grundmasse des Basalts. Sie sind in das Fließgefüge eingeregelt und zeigen starke Korrosionserscheinungen. Die Grundmasse besteht aus winzigen Augitstäbchen, die ebenfalls eine Regelung aufweisen, rundlichen grauen Nephelinnestern und schwarzen Magnetitkörnern. Quer durch den Schliff setzt ein Riß, der mit Eisenhydroxyd ausgekleidet wurde. Vergr. $77\times$; Nicols //.

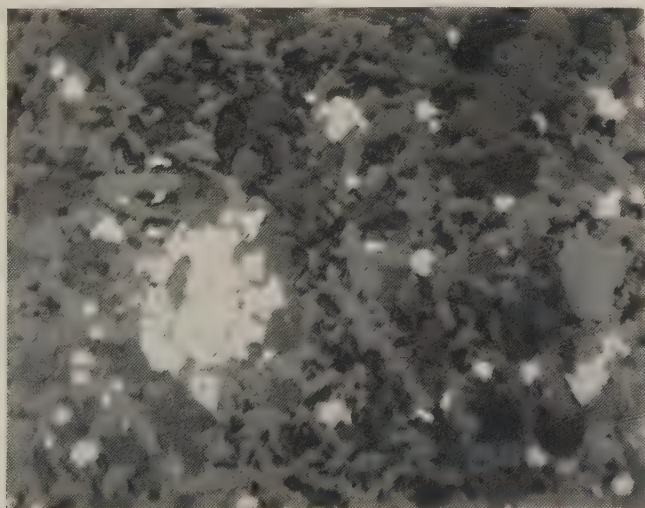


Bild 2. Anschliffbild des Basalts. Magnetit (weiß) in regelmäßiger Verteilung in der Grundmasse. Die seltenen, bereits früh ausgeschiedenen Magnetitzusammenballungen werden korrodiert und vom Augit (hellgrau) umwachsen. Nephelin (dunkelgrau) erscheint hier in den Vertiefungen. Vergr. $132\times$.

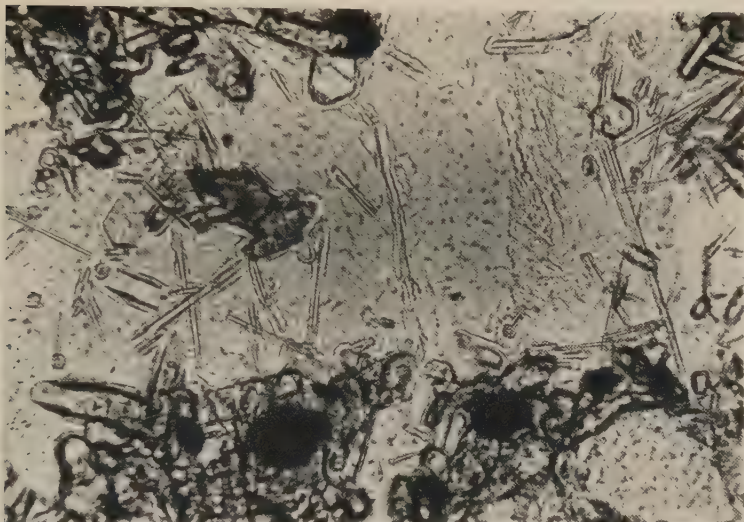


Bild 1. Größeres Nephelinnest. Im Nephelin Apatitnadeln. Unten: Grundmassegemengteile (Augit und Magnetit), rechts ein Olivinkorn. Vergr. 310 $\times$; Nicols //.



Bild 2. Iddingsitbildung an Olivinkristallen. Die Umbildung ergreift das Korn stets von den Rändern aus. Kleinere Körper sind bereits umgewandelt. Vergr. 45 $\times$; Nicols //.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

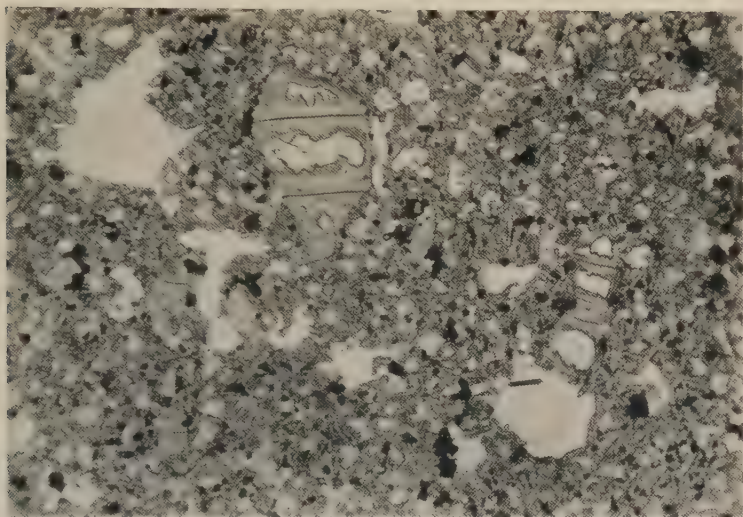


Bild 1. Seladonit pseudomorph nach Olivin. Die Umbildung der Einsprenglinge geht von den Spaltrissen aus. Die hellen Flecken bestehen aus Zeolith.
Vergr. 66 $\times$; Nicols //.

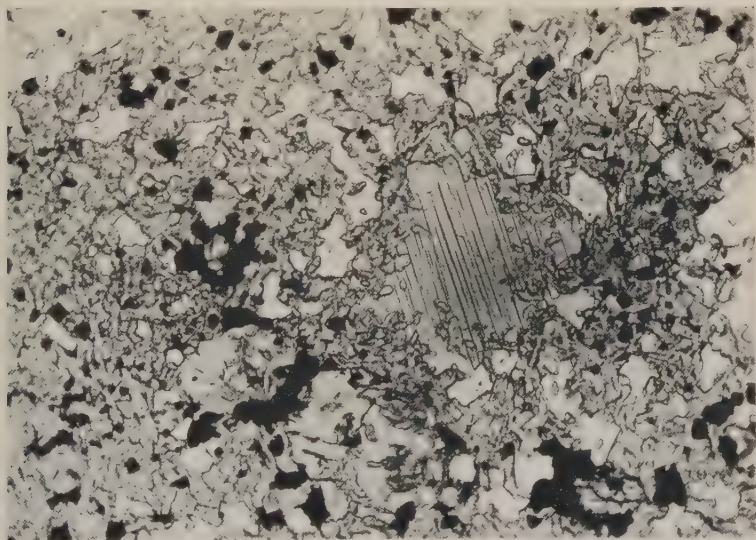


Bild 2. Biotitbildung aus der Augitsubstanz. Das einheitliche Korn zeigt sehr scharfe Spaltrisse. An den Rändern sind noch einzelne Augitmikrolithen zu erkennen. Die Grenze zum Nephelin (weiß) ist auch bei der Neubildung deutlich ausgeprägt. Vergr. 152 $\times$; Nicols //.



Bild 1. Phillipsit Ia—c bildet die Drusenauskleidung gegen Calcit. Der Phillipsit wächst in mehreren Generationen in das Druseninnere hinein. Im Calcit Phillipsitzwillinge. Vergr. 26 $\times$; Nicols +.



Bild 2. Augitneubildung in einer Zeolithdruse. Diopsidscheiter vor dem Basaltkontakt in der Zeolithmasse. Basalt links unten im Bild. Vergr. 44 $\times$; Nicols +.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

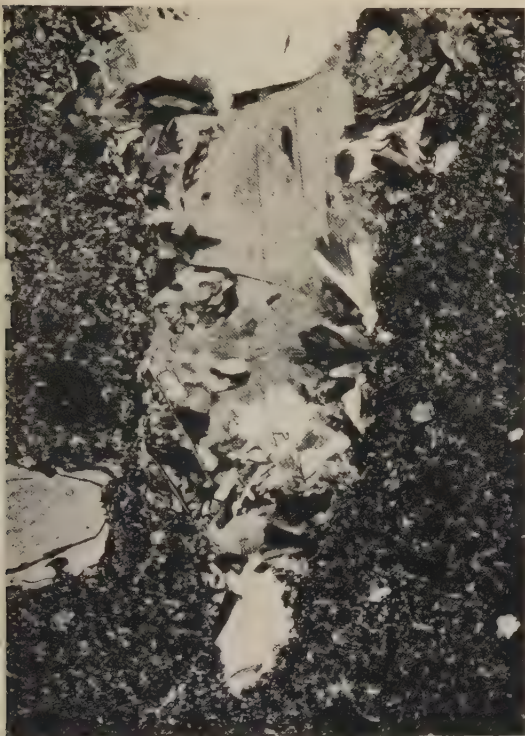


Bild 1. Calcitdruse, deren Wände von Phillipsit II ausgekleidet sind. Links an der Drusenwand 2 lange, nadelartige Biotitkristalle. Vergr. 22×; Nicols −.

Bild 2. Feinkörniges Gemenge von kryptokristallinem „Magnalit“. Gegen den Basalt ist ein deutlicher Reaktionssaum ausgeprägt. Vergr. 48×; Nicols+.

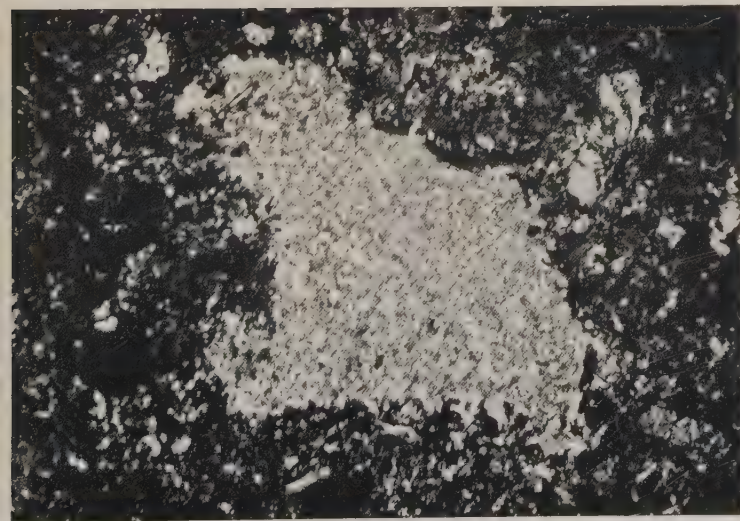




Bild 1. Kontaktzone: Basalt — Olivinknolle. Rechts Basalt, der in zungenförmigen Korrosionsbuchten den Olivin angreift. Dunkel Chromitkörner. Im Olivin (Mitte links) am Kontakt die fast quadratischen Formen eines unbestimmbaren Minerals. Vergr. $34\times$; Nicols //.

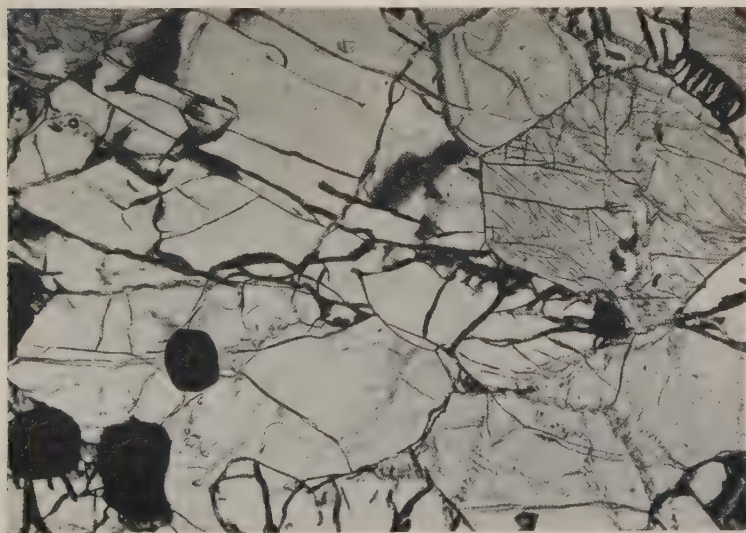


Bild 2. Olivinknolle im Basalt. Der Olivin macht einen kataklastischen Eindruck. Der Pyroxen ist an den vielen Spalttrissen zu erkennen. Die dunklen Chromitkörner sind gerundet. Vergr. $12\times$; Nicols //.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

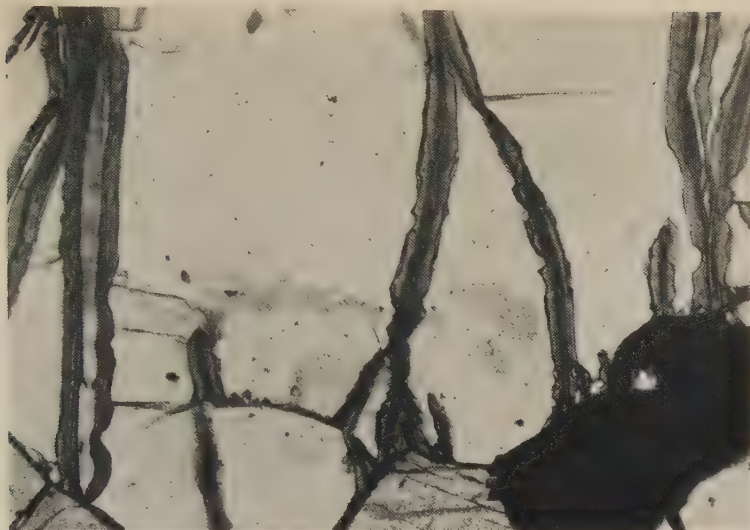


Bild 1. Chrysotilbildung auf Rissen in den Olivinkörnern der Knollen. Die Fasern stehen stets senkrecht zur Längserstreckung der Risse. Rechts unten ein Chromitkorn. Vergr. $60\times$; Nicols +.

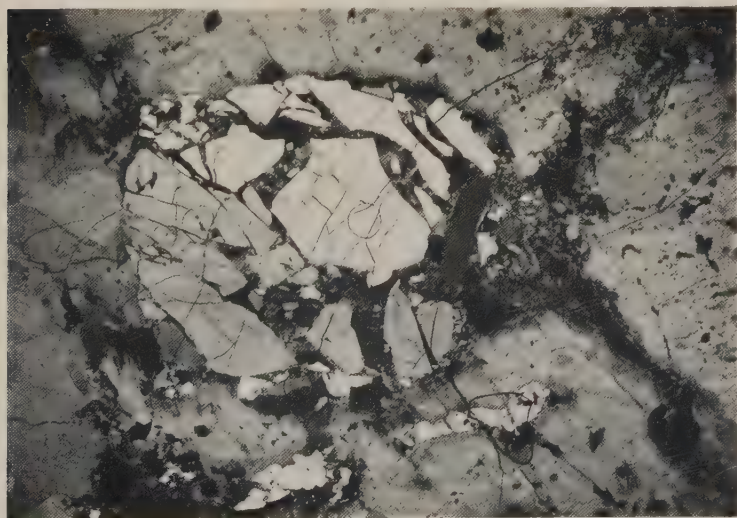


Bild 2. Graniteinschluß im Basalt. Im Orthoklas ein Quarzkorn, das durch die starke thermische Einwirkung zerlegt wurde. Die Risse sind mit Glas ausgekleidet. Vergr. $23\times$; Nicols +.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

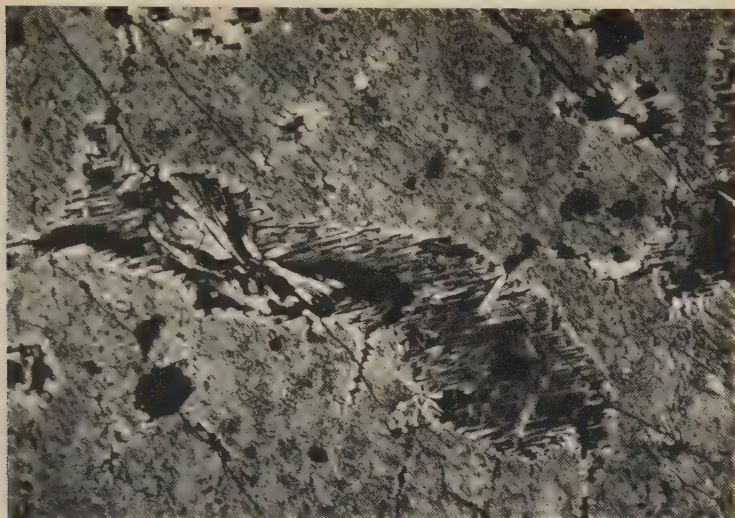


Bild 1. Graniteinschluß im Basalt. Neubildung von Sanidin im Orthoklas aus ehemaligen Perthitstrukturen. Die Stäbchen zeigen über den ganzen Orthoklas die gleiche Richtung. Nur innerhalb größerer Individuen werden sie selbständig. Vergr. 34 $\times$; Nicols +.

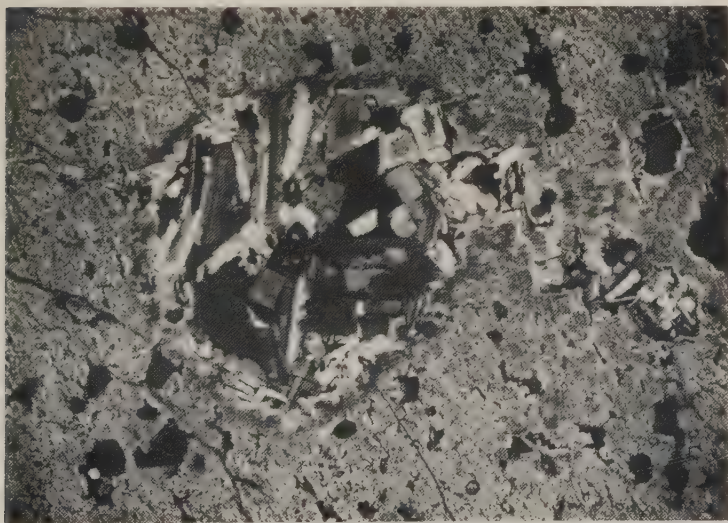


Bild 2. Graniteinschluß im Basalt. Ophitisch struierte Albitkristalle aus ehemaligen Plagioklasnestern im Orthoklas. Vergr. 33 $\times$; Nicols +.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.



Bild 1. Graniteinschluß im Basalt. Sanidinkristalle entstehen in der Kontaktzone aus dem ehemaligen Plagioklas. Sanidin in der Bildmitte, Plagioklas rechts; dunkel: verglaste Partien. Vergr. 66 $\times$; Nicols //.

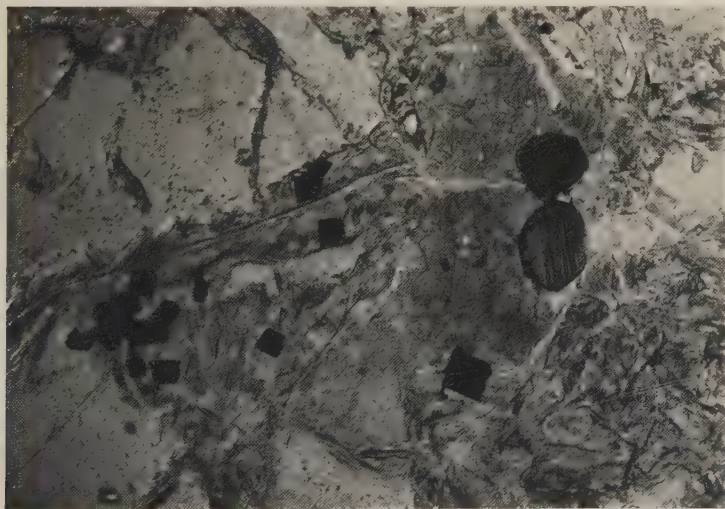


Bild 2. Graniteinschluß im Basalt. Natrolithsubstanz in der Kontaktzone durch Umwandlung des Plagioklases entstanden. Die opaken Kriställchen sind Pyrit, die dunklen Körner Mitte rechts sind Anataskristalle. Vergr. 108 $\times$; Nicols //.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

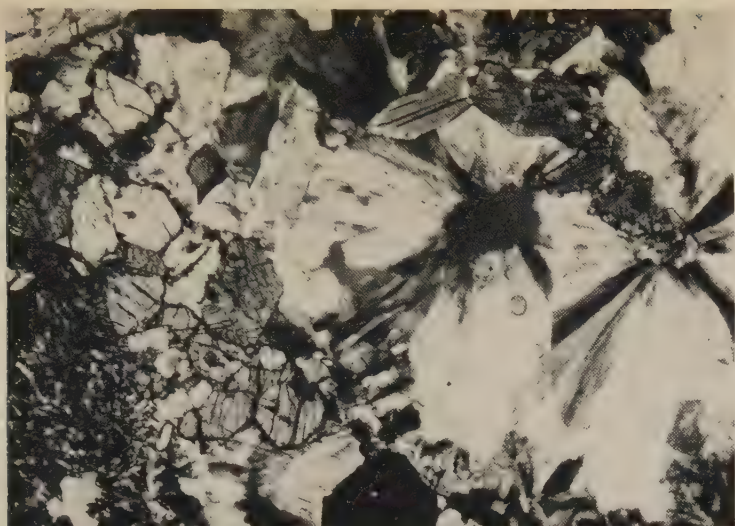


Bild 1. Tuffeinschluß im Basalt. Das Bild zeigt die Kontaktzone. Links Basalt; am Kontakt haben sich Pyroxenkristalle neugebildet. Rechts gegen den Einschluß hin Natrolithrosetten. Vergr. $46\times$; Nicols +.

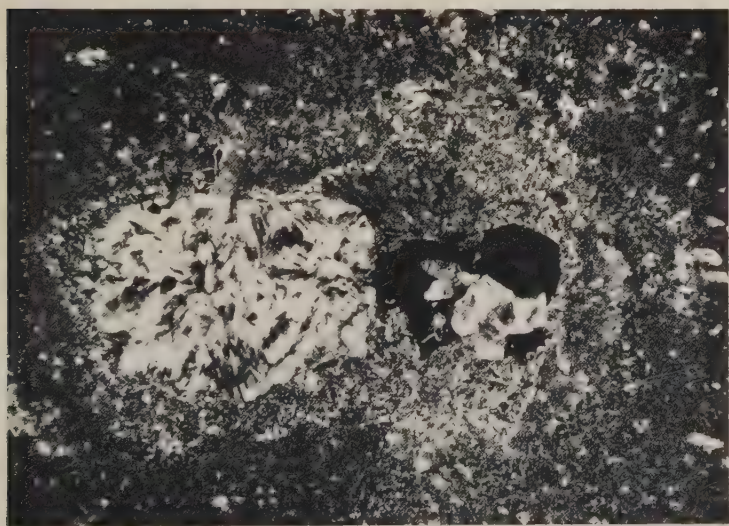


Bild 2. Kalkeinschluß im Basalt. Der rosettenartig aufgebaute Kalkkörper wird durch einen breiten Reaktionshof gegen den Basalt abgeschirmt. (Die schwarzen Löcher in der Mitte sind Löcher im Schliff.) Vergr. $11\times$; Nicols +.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

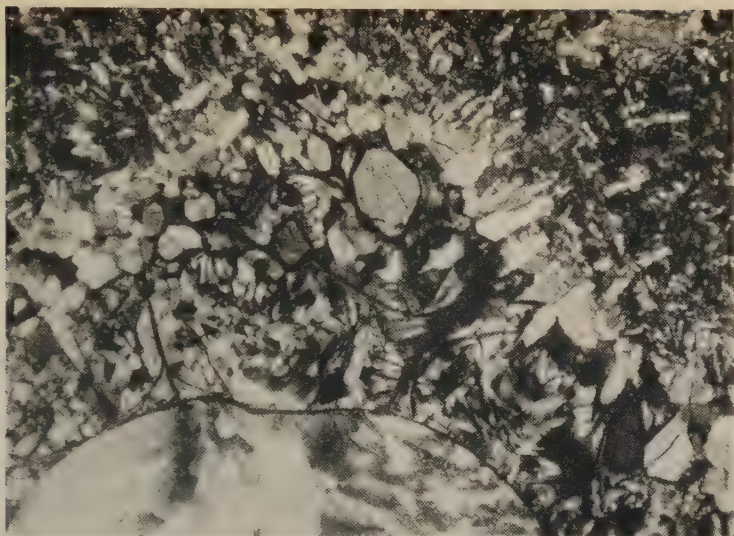


Bild 1. Kalkeinschluß im Basalt. Ausschnitt aus dem vorigen Bild: Kontaktzone. Unten Calcit, darüber Augitsubstanz, aus der einzelne Kristalle entstehen. Oben Basaltmasse, die durch eine Augitpalisade von der Augitsubstanz abgegrenzt ist. Vergr. $85\times$; Nicols +.

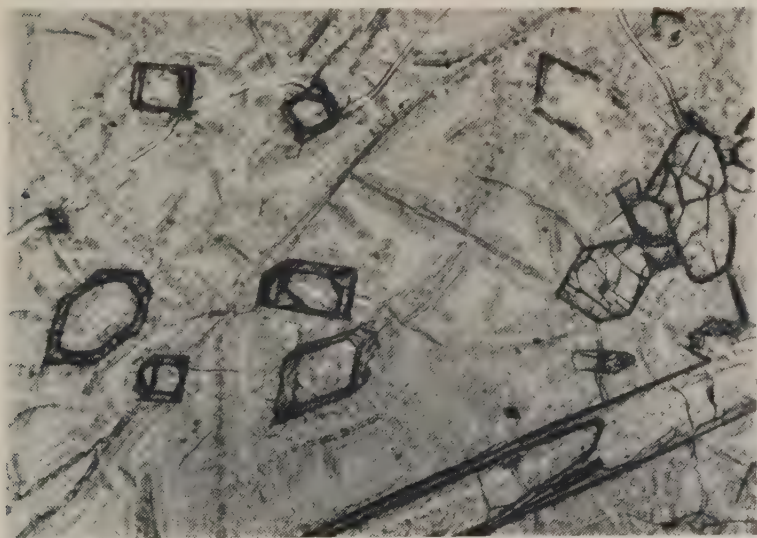


Bild 2. Kalkeinschluß im Basalt. Kontaktzone. In einer Serpentinsubstanz sproßten Augitskelette auf. Unten rechts ein Augitstengel im Längsschnitt. Die Kristallkanten sind in der Entwicklung den Flächen weit voraus. Links im Bild Querschnitt durch die Anwachszone der Augite. Vergr. $155\times$; Nicols //.



Bild 1. Die gleiche Aufnahme wie Tafel 46 Bild 2, jedoch mit gekreuzten Nicols. Die Serpentinbänder sind aus feinsten Fasern aufgebaut. Vergr. 155 $\times$; Nicols +.

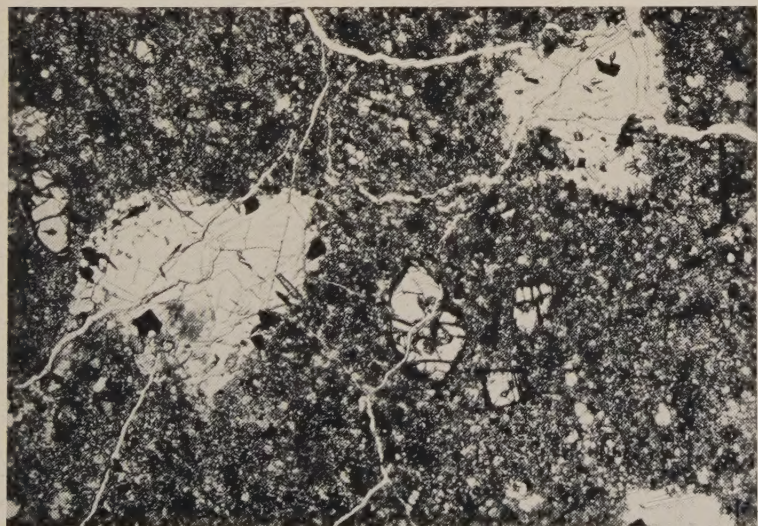


Bild 2. Sonnenbranderscheinungen im Basalt: weiße Analcimnester, von denen die Zerrüttung des Gesteins ihren Ausgang nimmt. Die Risse, die die Nester bevorzugt durchsetzen, leiten den Zerfall des Gesteins ein. In den Randpartien der Nester hat sich Magnetit neugebildet. Vergr. 24 $\times$; Nicols//.

K. Söllner: Der Olivinnephelinit vom Teichelberg usw.

LEBENS LAUF

Am 30. November 1926 wurde ich als Sohn des Haumeisters Hans Söllner und seiner Ehefrau Anna, geb. Mühlbauer, in Groschlattengrün im Fichtelgebirge geboren.

Vom Frühjahr 1940 an besuchte ich das Humanistische Gymnasium in Regensburg, das ich im Jahre 1949 mit dem Reifezeugnis verließ. Die Jahre 1944 und 1945 verbrachte ich bei der Wehrmacht und in Gefangenschaft.

Im Sommersemester 1951 begann ich mit dem Studium der Geologie an der Universität München. Das Studium, das aus finanziellen Gründen für zwei Jahre unterbrochen werden mußte, wurde mit dem Diplomexamen und der vorgelegten Arbeit abgeschlossen.

Karl Söllner

